

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УФИМСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

КАРСТ БАШКОРТОСТАНА

50 лет



Уфа — 2002

УДК 551.44 (470.57)

**Р.Ф. Абдрахманов, В.И. Мартин, В.Г. Попов, А.П. Рождественский,
А.И. Смирнов, А.И. Травкин**

КАРСТ БАШКОРТОСТАНА

Монография представляет собой первое наиболее полное обобщение по карсту платформенной и горно-складчатой областей Республики Башкортостан. Тематически оно состоит из двух частей. В первой освещены основные факторы развития карстового процесса (физико-географические, геоморфологические, геолого-тектонические и гидрогеологические), приведена характеристика карстовых бассейнов различных геологических структур региона, выполнена подробная классификация карста и его районирование. Вторая часть работы посвящена анализу практического значения карста. Особое внимание уделено проблеме промышленно-гражданского строительства на закарстованных территориях, в частности, в г. Уфе. Рассмотрена роль карста при создании крупных и малых гидротехнических сооружений, сельскохозяйственном освоении пораженных карстом земель, в формировании сейсмических явлений. Описаны закономерности размещения и формирования полезных ископаемых карстогенных коллекторов (залежи углеводородов, хозяйственно-питьевые, минеральные лечебные, промышленные воды и др.). Особо рассмотрены вопросы, касающиеся использования палеокарстовых коллекторов для утилизации промышленных стоков, достопримечательностей карстовых пещер и их охраны, карстомониторинга геологической среды.

Предназначена для специалистов в области гидрогеологии и инженерной геологии, а также широкого круга карстоведов и спелеологов. Рекомендуется в качестве учебного пособия студентам ВУЗов геолого-географического профиля и направления природообустройства.

Табл. 20, илл. 66, библи. 435 назв.

Ответственные редакторы:

доктор геол.-минерал. наук, проф. Р.Ф.Абдрахманов

доктор геол.-минерал. наук, проф., академик РАН В.Г.Попов

Рецензенты:

доктор географических наук, профессор В.А. Балков

Западно-Уральский трест инженерно-строительных изысканий

KARST OF BASHKORTOSTAN

The book is the first most complete generalization on karst in the platform and mountain-folded regions of the Republic of Bashkortostan. Thematically, it consists of two parts. The first part deals with the key factors – physico-geographic, geomorphologic, geologic/tectonic and hydrogeologic ones – controlling karst-forming processes, and it also gives the characteristics of karst basins in different geologic structures of the region and presents the detailed karst classification and zoning. The second part of the book is devoted to the analysis of the karst practical aspects. Particular attention is given to the problem of industrial and civil construction in karst terrains, particularly in the city of Ufa. The role of karst is considered in the design and construction of small to very large hydraulic structures, agricultural development of karst affected lands and origin of seismic phenomena. It describes the regularities in localization and formation of mineral resources within karst-formed collectors (deposits of hydrocarbons, household potable, mineral medicinal, industrial waters, etc.). Under particular consideration are the problems concerning the use of ancient karst reservoirs for collecting industrial waste waters, karst caves' remarkable features and their conservation, and karst-based geologic environment monitoring.

ISBN 5–902279–07–0

© Р.Ф. Абдрахманов, В.И. Мартин, В.Г. Попов и др., 2002

© РА «Информреклама», 2002

ВВЕДЕНИЕ

Термином «карст» называют природные и техногенные процессы и созданные ими формы наземного и подземного рельефа, обязанные своим происхождением растворяющему действию воды на горные породы, к которым относятся известняки, доломиты, гипсы, ангидриты, каменная и калийная соли, мергели, известковые загипсованные песчаники и др.

Территория Республики Башкортостан известна широким распространением и разнообразием карста в равнинно-платформенной и горно-складчатой областях. Наибольшее развитие он имеет в Башкирском Предуралье и на западном склоне Южного Урала. Карстующиеся карбонатные и сульфатные отложения пермского, каменноугольного и девонского возраста здесь во многих местах выходят на поверхность, либо залегают близко от нее, создавая характерные формы наземного и подземного карстового рельефа в виде различных округлых или протяженных понижений — западин, блюдцев, воронок и озер, оврагов, суходолов, провалов, пещер и др.

Изучение карста в Башкортостане ведется почти два с половиной столетия, начиная с первых Российских Академических экспедиций (1760—1774 гг.), однако планомерный характер оно получило в советское и постсоветское время, особенно в 1940—50-е годы, в связи с интенсивным социально-экономическим развитием Республики как одного из богатейших природными ресурсами регионов России. К настоящему времени изучение карста здесь достигло высокого уровня благодаря усилиям многих ученых геологов и географов, специалистов производственных геологических и проектно-изыскательских организаций, энтузиастов краеведов и туристов, любителей прекрасной башкирской природы.

Накопленный огромный материал о карсте и результаты его изучения нашли освещение в многочисленных публикациях в академических, отраслевых и вузовских изданиях, специальных карстоведческих, спелеологических, гидрогеологических и инженерно-геологических сборниках и журналах, материалах научных и научно-практических конференций и совещаний, туристских путеводителях, а также в сводных работах по геологии и гидрогеологии СССР [Геология СССР,

т. XIII, 1964; Гидрогеология СССР, т. XV, 1972], ряде монографий. Богатый материал по карстовым процессам и их практическому значению имеется в фондах производственных геологических и проектно-изыскательских организаций Республики.

Вместе с тем, несмотря на достигнутые успехи в изучении карста, Башкортостан остается без обобщающей работы, дающей целостную комплексную характеристику региональных особенностей формирования и проявления карста с оценкой его практического значения при различных видах хозяйственной деятельности. Потребность в труде подобного рода стала особенно ощущаться в последние годы в связи с возрастающим включением закарстованных территорий Республики в строительство, необходимостью проведения противокарстовых и водоохраных мероприятий, использованием карстовых вод, отрицательным воздействием техногенного карста и решением геоэкологических проблем и др. Первым опытом работы подобного рода является настоящая монография.

Авторы полагают, что книга будет содействовать повышению геологического образования учащейся молодежи, распространению знаний о карсте Республики. Можно надеяться, что она окажет помощь в осуществлении давно известных и остающихся до конца не решенными вопросов охраны ценнейших памятников природы, таких как знаменитая пещера Шульган-Таш (Капова) и ряд других пещер, составляющих национальное достояние Республики (Аскинская ледяная, пещера Кутукская урочища Сумган, Мурадымовская и др.) и будет содействовать развитию культурного спелеотуризма.

В основу работы положены материалы многолетних исследований авторов на Южном Урале и в Предуралье. В ней также широко использованы литературные и фондовые данные по гидрогеологии, литологии, тектонике и геохимии этого региона.

Монография написана коллективом авторов, представляющих Институт геологии УНЦ РАН (Р. Ф. Абдрахманов, А. П. Рождественский), Центр прикладных проблем карста ЗапУралГИСИЗ (В. И. Мартин), ГУГП «Башгеолцентр» (А. И. Смирнов), Главархитектура г. Уфы (А. И. Травкин), Новочеркасский политехнический институт (В. Г. Попов).

В подготовке работы к изданию большую помощь оказали И. К. Зинягина, С. П. Носарева, А. О. Полева и А. П. Черников. Всем им авторы выражают благодарность.

Глава 1. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ КАРСТА БАШКОРТОСТАНА

Первые сведения о карстовых явлениях в Башкортостане относятся ко второй половине XVIII века, начиная с первой публикации П. И. Рычкова в 1760 г. о Каповой пещере в долине р. Белой, и последующих исследований российских ученых — участников Академических экспедиций 1768–1774 гг. (П. И. и Н. П. Рычковы, П. С. Паллас, И. И. Лепехин). В их работах приводятся сведения о ряде пещер в долинах рек Белая, Юрюзань, Ай, Сим, Аургаза, Ик и др. И. И. Лепехин впервые указал на подземные воды и первичные пустоты в горных породах как необходимые условия образования пещер.

В XIX—начале XX вв. карст Башкортостана привлекал к себе внимание прежде всего исследователей пещер (Л. А. Перовский, М. Лозневский, Ф. П. Симон, Д. Н. Соколов, Н. Быков, С. И. Руденко и др.). После создания Геологического комитета (1882 г.) и начала его работ по составлению десятиверстной геологической карты Европейской России, изучение карста стало обогащаться новыми сведениями о распространении, литологическом составе и стратиграфической принадлежности карстующихся пород Башкортостана (А. П. Карпинский, С. Н. Никитин, А. В. Нечаев, Ф. Н. Чернышев и др.).

Развернувшееся к концу XIX века строительство железных дорог в условиях карста вызвало необходимость его изучения. Работами Д. Л. Иванова (1894–96 гг.) в связи с участвовавшими карстовыми провалами на железной дороге, проложенной вдоль Уфимского карстового косогора, было положено начало инженерно-геологическому изучению карста. Позже (1913 г.) подобные изыскания были проведены М. Э. Ноинским на железнодорожной линии в Туймазинском районе.

В. А. Варсанофьева (1915–1916 гг.) описала разнообразные формы проявления карста на Уфимском плато и пришла к выводу, что отдельные водотоки в карстовом массиве со временем исчезают и сливаются в единый гидравлически связанный уровень («эволюционный уровень»), положив тем самым начало изучению гидрогеологии карста Башкортостана.

Данные о карсте Южного Предуралья содержатся в работах А. А. Борзова (1914–1933 гг.). В них впервые приводится достаточно

подробное описание распространения и особенностей проявления карста в рельефе в зависимости от литологического состава карстующихся пород и условий их залегания.

Наиболее активные исследования карста начались в 20–30-е годы XX века. В истории изучения карста с этого времени выделяются несколько основных периодов.

Довоенный период исследования карста. Изучение карста Башкортостана в это время продолжалось по разным направлениям. Новые сведения о пещерах содержатся в ряде работ Г. В. Вахрушева (по Каповой и Аскинской ледяной), Г. Петрова (по Аскинской), Н. Д. Яковлева (по Лаклинской), А. Э. Линда (по Юрюзанским пещерам); ставится вопрос о карстовом происхождении крупнейших озер Башкирии Кандрыкуль и Аслыкуль (А. Э. Линд). Впервые дается карстографическая оценка инженерно-геологических условий Приуфимского района (В. А. Макеев). Карстовая станция (А. Ф. Дмитриенко) проводит оценку карстовой опасности в г. Уфе. Получает дальнейшее развитие изучение гидрогеологии карста (Г. В. Вахрушев, М. М. Толстихина), появляются первые сведения о проявлениях глубинного карста в погребенных рифовых массивах Ишимбая (В. П. Маслов), начинается археологическое изучение пещер Башкирии (С. Н. Бибиков). Исследуется связь месторождений полезных ископаемых осадочного происхождения (огнеупорные глины, стекольные пески и др.) с карстовыми депрессиями (Г. В. Вахрушев). Новые данные о карсте Башкирского Предуралья приводятся в работах Д. Г. Ожиганова, В. А. Чердынцева, А. П. Тяжевой, А. Н. Заварицкого, Л. И. Семихатовой. Сведения о карсте Башкирского Урала и его восточного склона содержатся в работах О. П. Горяиновой, Э. А. Фальковой, Н. А. Дингельштедта, Б. М. Федорова, А. Л. Яншина, А. И. Соловьева, К. В. Никифоровой и др. Накапливаются материалы по региональному распространению карста.

Основными чертами изучения карста этого времени являются: накопление фактических данных о карсте и первые шаги к выработке научно-обоснованной точки зрения на природу карста; формирование теоретических основ карстоведения и историко-геологического подхода к изучению карста; переход от описания отдельных карстопроявлений к детальным комплексным исследованиям и решению прикладных вопросов карста при строительстве. Впервые вводится понятие (И. К. Зайцев) «гидрогеология карста».

Период исследований карста с 1941 по 1947 гг. В годы Великой Отечественной войны (1941–1945 гг.) и в послевоенные годы карстование в Башкортостане получает широкое развитие главным образом

в прикладном отношении на фоне интенсивного экономического развития Республики. Проводится изучение карста на «Уфимском карстовом косогоре», составляется комплекс карт для территории г. Уфы (Н. К. Татценко, О. П. Ткачук, М. М. Толстихина), разрабатывается программа противокарстовых мероприятий на железнодорожном полотне в районе г. Уфы (Буцько, Г. Г. Скворцов и др.). В 1943 г. была создана Уфимская гидрогеологическая станция, продолжившая наблюдение за карстом «Уфимского косогора» (А. Н. Фонарев, С. П. Ткалич). В связи с изысканиями под гидротехническое строительство проводятся комплексные инженерно-геологические исследования карста в долине р. Белой выше г. Уфы (Н. Н. Дик), на Уфимском плато в районе будущей Павловской ГЭС на р. Уфе (В. В. Котульский, Н. А. Огильви, А. Г. Лыкошин, Д. С. Соколов и др.). Г. Ф. Лунгерсгаузен, изучая карст в долине р. Белой (выше г. Уфы), установил 5 этапов его активизации: домеловой, миоценовый, плиоценовый, четвертичный и современный.

Поиски и разведка буроугольных месторождений в Южном Предуралье сопровождалась геоморфологическими работами, выявившими большую роль карстовых процессов в кунгурских гипсах в формировании и сохранении месторождений угля (И. В. Орлов, Н. В. Башенина, Н. А. Преображенский, А. С. Хоментовский и др.).

В 1946 г. была опубликована монография К. И. Макова «Подземные воды Башкирской АССР» — первая сводка обширных материалов по гидрогеологии и карсту Республики, накопленных к тому времени.

Крупной вехой в изучении карста Урала стала Пермская карстовая конференция (1947 г.). Карст Башкортостана нашел на ней отражение в ряде докладов (Г. Г. Соколов, З. А. Макеев, А. С. Хоментовский, Ф. А. Макаренко, Г. А. Максимович, М. А. Зубашенко, А. П. Сигов, М. С. Гуревич). Конференция заявила о рождении новой науки — карстоведения.

Период исследований карста с 1948 по 1956 гг. Пермская карстовая конференция дала толчок развитию карстоведения. Об этом свидетельствует появление работ по теории карста (В. А. Апродов), классификации и типизации карстовых форм и явлений (Г. А. Максимович и Л. В. Голубева), гидрогеологическим закономерностям и типам карстовых вод (Г. А. Максимович), принципам районирования карстовых областей (М. А. Зубашенко, З. А. Макеев), природе карста и основным закономерностям его развития (Д. В. Рыжиков) и др.

В это время происходит резкое расширение тематики исследований карста и в Башкортостане. Появляются первые обобщающие работы, делаются первые шаги по районированию карста (Х. Я. Тахаев,

М. М. Толстихина, С. П. Ткалич, И. П. Кадильников, Р. Ф. Коноплева и др.). Роль карста в формировании и сохранении полезных ископаемых освещается в работах И. И. Гинзбурга, М. А. Мульменко, А. С. Хоментовского и др. Закономерная связь карста с тектоникой и неотектоникой, элементами рельефа рассматривается в трудах Г. В. Вахрушева, А. С. Хоментовского, А. А. Борзова, А. П. Сигова, Н. В. Башениной, А. П. Рождественского, Д. С. Соколова и В. Д. Наливкина.

Дальнейшее развитие получают прикладные вопросы карста в связи с гидротехническим и железнодорожным строительством в трудах Г. Г. Скворцова, М. К. Дружинина, А. Г. Лыкошина, Л. Ф. Лазера, Н. В. Рябкова и др. Количественной оценке скорости развития карста по гидрохимическим данным посвящены работы Е. А. Лушников, Г. Г. Скворцова и др.

Данные по карсту отдельных районов и некоторые сведения о гидрогеологии карста имеются в материалах инженерно-геологических изысканий под гидротехнические сооружения (Нугушское и другие водохранилища) Е. К. Городецкой и Н. М. Загородневой, Б. Ф. Костина, а также Н. Г. Кивелли, Э. Э. Шарфа, А. Г. Лыкошина, П. Ф. Фролова, В. И. Мартина, Я. Я. Вещлера, Н. А. Наумова и др. Карст Уфы и Уфимского карстового косогора, закономерности его развития отражены в отчетах Уфимской гидрогеологической станции (А. Н. Фонарев, С. П. Ткалич). Этот период характеризуется началом появления обобщающих работ по карсту. Опубликована работа Е. А. Лушников [1956], в которой он впервые приводит районирование карста Башкортостана. Положив в основу геоморфологический принцип, он выделил 6 районов, соответствующих основным геоморфологическим элементам Башкортостана. В этом же году на совещании в Москве Е. А. Лушников дал новое районирование, основанное уже на геолого-структурном принципе. В этот период опубликована работа Д. В. Рыжикова по карсту Урала «Природа карста и основные закономерности его развития» [1954].

Всесоюзное совещание по карсту в Москве (1956 г.) явилось логическим завершением данного этапа. На этом совещании карст Башкортостана был представлен почти по всем рассмотренным направлениям.

Период исследований с 1957 по 1964 гг. ознаменовался новыми успехами в изучении карста Башкортостана. Этому во многом содействовали проведение всесоюзного совещания, создание межведомственной комиссии по изучению карста, начало систематических выпусков сборников «Гидрогеология и карстоведение» и «Пещеры» в Пермском госуниверситете, издание трудов Московского карстового совещания, особенно выход в свет монографической работы

Д. С. Соколова [1962] «Основные условия развития карста» и первого тома фундаментальной монографии Г. А. Максимовича «Основы карстологии» [1963].

Все это способствовало расширению тематики исследований и более углубленному изучению карста Башкортостана. В этот период были расширены систематические исследования карста Башкирской гидрогеологической станцией на всю территорию Республики. Особое внимание карсту начало уделяться в процессе развернувшихся гидрогеологических съемок Башкирским Геологическим Управлением. В Башкирском Государственном университете под руководством И. К. Кудряшова и Е. Д. Богдановича начаты систематические исследования карстовых пещер.

Эти работы позволили сделать значительный шаг в познании карста Башкортостана. Наибольшие успехи были достигнуты в гидрогеологии, инженерной геологии и районировании карста, региональном его изучении, в исследовании пещер и палеокарста, а также выявлении связи карста с тектоникой и рельефом.

Вопросы гидрохимии поверхностного стока в пределах Башкортостана освещаются в трудах Е. А. Лушниковой [1958].

В этот период выходит ряд работ по ранее проведенным исследованиям под Павловскую ГЭС А. Г. Лыкошина [1959, 1968] и на Уфимском карстовом косяге Г. Г. Скворцова [1957, 1962], посвященных инженерно-геологическим условиям, методике изучения карста и выбору противокарстовых мероприятий при гидротехническом и железнодорожном строительстве.

В 1961 году новое районирование карста Республики выполнил Г. В. Вахрушев. В нем слабо отразились более ранние схемы районирования Е. А. Лушниковой, и не было увязки с общим районированием Урала и Предуралья Г. А. Максимовича [1958]. И. К. Кудряшов в 1961 году предложил свою схему районирования карста Башкортостана, основанную на принципах, разработанных Г. А. Максимовичем.

Региональному распространению карста в пределах Башкортостана в этот период посвящены работы Г. В. Вахрушева, И. К. Кудряшова, С. П. Ткалича, Ю. Е. Журенко, Л. У. Сагитовой, Р. Ф. Коноплевой, А. И. Соловьева, А. Д. Сысоева, И. А. Печеркина. Карсту Башкортостана уделено много внимания в обобщающих работах А. С. Баркова и Н. В. Родионова.

В 1961 г. вышла в свет книга Г. В. Вахрушева «Минеральные воды и грязи Башкирии», являющаяся первой монографической работой по данной проблеме в Республике. В работе дана характеристика процессов формирования карстовых минеральных вод.

Появляются работы по истории изучения карста Башкирии [Кудряшов, 1960; Зверева, 1963]. Во многих работах подчеркивается причинно-следственная связь карстопоявлений с элементами тектоники и рельефа (Г. В. Вахрушев, А. П. Рождественский, В. Л. Яхимович, Н. П. Вербицкая, Л. У. Сагитова, А. В. Турышев). В частности, Г. В. Вахрушев и А. П. Рождественский указывают на закономерную зависимость рельефа Южного Приуралья от тектоники и неотектоники, то есть на его тектономорфность, и связь карста с участками новейших положительных движений.

С конца 50-х годов успешно развивались спелеологические исследования. Событием первостепенного научного значения стало открытие в 1959 г. А. В. Рюминым рисунков палеолитического человека в Каповой пещере (Шульган-Таш), давшее ей мировую известность.

Продолжено систематическое изучение пещер преподавателями Башкирского государственного университета И. К. Кудряшовым и Е. Д. Богдановичем. Ими составлены планы и описания Каповой, Аскинской и других пещер.

В 1960 г. А. И. Олли открыл самую большую (10,5 км) и глубокую (110 м) на Урале пещеру Сумган в Кутукском урочище на междуречье Нугуша и Белой, где были обнаружены уникальные по красоте Кутукские пещеры. Они изучались уфимскими (И. К. Кудряшов, Е. Д. Богданович и др.) и екатеринбургскими (Ю. Е. Лобанов и др.) спелеологами. В горах Южного Урала были обнаружены ранее неизвестные пещеры: Новомурадымовская, Ыласын, Медвежье логово, Усть-Атавская (В. И. Мартин), Чебаевского, Хлебодаровская (Ю. С. Шаров), в долине р. Зиган (Е. И. Кадильникова, А. Андреев и др.). Выходит ряд научных и научно-популярных работ по пещерам (И. К. Кудряшов, Г. В. Вахрушев, А. И. Олли, О. Н. Бадер и др.).

В связи с практическими запросами все большее развитие в этот период получают исследования палеокарста. Здесь, прежде всего, следует отметить работу Г. А. Максимовича и В. М. Армишева, в которой дана обстоятельная характеристика условий формирования и типов палеокарстовых коллекторов нефти и газа в Татарии, Башкирии, Удмуртии и Куйбышевской области. Этой проблеме посвящены также работы М. М. Кузьмина, А. З. Сюдюкова, Н. И. Титкова и А. А. Гайворонского, В. Н. Дахнова, М. Х. Мусина, М. Г. Ованесова и Ю. К. Юфорова. В работах этих авторов все большее внимание обращается на палеокарстовые коллекторы, какместилища нефти и газа.

Большой фактический материал о карсте был накоплен в различных рукописных работах и, особенно, в отчетах по гидрогеологическим и инженерно-геологическим съемкам (А. И. Епифанов, Н. Н. Толсту-

нова, В. Ф. Ткачев, А. Г. Муртазин, М. С. Верзаков, М. М. Хузин и др.). Успешно начинают решаться вопросы инженерно-геологической оценки карста при строительстве (К. А. Горюнов, Г. М. Андрианов, Р. А. Мухтаруллин, Г. П. Луценко).

В 1960 г. на базе Башкирской гидрогеологической станции В. И. Мартиным было впервые применено дешифрирование аэрофотоматериалов для изучения карста. Оно позднее было внедрено в практику гидрогеологических съемок. В 1962 году была завершена большая работа по гидрогеологии и карсту г. Уфы и ее окрестностей (В. И. Мартин, Б. И. Орехов и др.) в виде сводного отчета о деятельности Уфимской гидрогеологической станции с 1943 по 1960 гг. В ней дан анализ основных условий и факторов развития карста, освещены особенности гидрогеологии карста, представлен большой комплекс карт, в том числе карта распространения карста и районирование территории г. Уфы по степени пригодности для строительства.

Период изучения карста с 1964 по 1972 гг. характеризуется интенсивным развитием карстоведения. Об этом можно судить по количеству публикаций (примерно 40% публикаций по карсту) и разнообразию тематики исследований. С 1964 г. начинается деятельность Пермского научно-исследовательского института карстоведения и спелеологии (директор Г. А. Максимович), а с 1969 г. — и его Башкирского филиала, впоследствии (с 1970 г.) ставшего самостоятельным Башкирским НИИ карстоведения и спелеологии в г. Уфе (директор А. П. Рождественский, позже В. И. Мартин) при Башкирском филиале Русского географического общества. На проведенных этим институтом в 1972, 1976, 1980, 1985 гг. крупных межведомственных научных совещаниях рассматривались теоретические, методические и региональные вопросы. Среди них: состояние и задачи изучения карста и охрана пещер в Республике, оценка активности и прогноз карстового процесса, природные и антропогенные (техногенные) факторы развития карста, глубинный карст и палеокарст, пещеры как природные лаборатории изучения карстового процесса.

Ценный материал по карсту Башкортостана имеется в монографии Н. Д. Буданова «Гидрогеология Урала» [1964], и в XV томе «Гидрогеология СССР» [1972]. В первой дана характеристика трещинных и трещинно-карстовых вод горно-складчатого Урала и подчеркивается роль новейшей тектоники в динамике подземных вод региона. Во второй книге В. И. Мартиным описан карст Башкортостана, его распространение, типы, районирование, гидрогеология.

Этот период характеризуется также систематическим изданием сборников «Пещеры», «Гидрогеология и карстование», ежегодным проведением семинаров-совещаний по различной тематике Пермским НИИКСом.

Вопросы гидрологии и гидрогеологии карста получают наибольшее развитие. Этому во многом способствовали выход в свет второго тома «Основ карстования» [1969] Г.А. Максимовича и Пермское совещание по методике изучения карста (1964 г.), на котором этим вопросам были посвящены специальные выпуски.

Многочисленные данные о погребенном карсте получены в Башкирском научно-исследовательском институте (БАШНИПИнефть) при изучении гидрогеологии, геохимии, литологии и карстовых коллекторов в нефтегазоносных палеозойских отложениях Западной Башкирии (Б. В. Озолин, Б. И. Лерман, Н. П. Егорова, В. С. Цоцур, Л. Н. Усольцев и др.).

Роль карста в формировании и сохранении полезных ископаемых освещается в работах многих геологов и гидрогеологов (Г. В. Вахрушев, А. С. Хоментовский, А. В. Хабаков, Г. И. Водорезов, И. В. Орлов, И. В. Ленных, С. П. Зорин и С. Н. Краузе, А. П. Сигов, Г. А. Максимович, В. П. Костарев, Д. Н. Буракаев, В. И. Мартин и др.). Г. А. Максимович выделяет карстовый тип месторождений фосфоритов, называя в качестве примера Ашинское месторождение на Южном Урале. Появляются публикации о влиянии карста на сельскохозяйственное производство [Кудряшов, 1964]. Сведения о полезных ископаемых Башкирии, связанных с карстом, содержатся также в рукописных работах геологов О. С. Андриановой и Е. Г. Бурковской (по бурным углям), П. А. Варламова (по фосфоритам), П. В. Лазарева (по бокситам), С. М. Кузнецова (по железу), Б. И. Орехова (по магнезитам), С. Я. Беленького и Р. А. Мазура, В. М. Рудакова, А. Я. Сафронова, М. М. Аксенова (по гипсам), В. С. Дездерова и В. С. Прайс (по известнякам), М. М. Бурмистрова (по соли) и др.

В связи со строительством все более острой становится проблема оценки закарстованных территорий. Много в этой области сделано А. Г. Лыкошиным [1968] и Д. С. Соколовым [1965]. Определенный вклад также внесла большая группа исследователей Башкирии [Мартин, 1971, 1972; Лежнев, 1972; Рогоза, 1971 и др.].

Вопросы гидрогеологии карста отдельных районов Башкортостана рассматриваются в работах многих геологов (П. П. Латышев по Пристанскому району [1964]; И. К. Кудряшов и В. И. Мартин по району г. Уфы [1970]; В. И. Мартин по бассейну р. Яман-Елга [1970]; В. Г. Попов по бассейну нижнего течения р. Белой [1971]; Г. М. Андрианов по району пос. Алкино [1973] и др.).

В этот период появляется много работ по гидрогеологии глубоких горизонтов, перспективности на нефть и газ палеокарстовых коллекторов и их приемистости при законтурном заводнении и захоронении промышленных стоков. Это, прежде всего, региональная работа Б. В. Озолина [1967], статьи Л. Н. Усольцева и Д. А. Малоярославцева [1966], Б. И. Лерман [1967] и др.

В связи с остро вставшей проблемой охраны геологической среды от загрязнения начинаются работы по оценке возможности захоронения промышленных стоков в палеокарстовые горизонты карбона и девона. Этому вопросу посвящены работы Б. В. Озолина в соавторстве с Б. И. Лерман и Л. Н. Усольцевым [1971], в которых указывается на наличие палеокарстовых коллекторов со значительной приемистостью в юго-западных и центральных районах Башкортостана.

Гидрология карста и методика ее изучения рассматриваются в работах В. А. Балкова [1970], в которых доказывается регулирующая роль карста на поверхностный сток, а именно уменьшение максимального и увеличение минимального стока рек.

В этот период ведутся палеогидрогеохимические, гидрогеохимические исследования с оценкой агрессивности природных вод как одного из главных условий развития карста (В. Г. Попов, А. В. Турышев и др.), режима и гидродинамики карстовых вод (А. Г. Лыкошин) как факторов развития карста.

Значительные достижения в этой области были и в изучении пещер. Благодаря усилиям студентов Башкирского Государственного университета под руководством И. К. Кудряшова и Е. Д. Богдановича, Свердловской спелеосекции (Ю. Е. Лобанов и др.), Башкирской областной секции (Е. Шаров и др.), ПГО «Башкиргеология» (В. И. Мартин, Р. П. Багаева), Кунгурского стационара УНЦ СССР (В. С. Лукин, Е. П. Дорофеев) за этот период открыто и исследовано столько пещер, сколько за весь предыдущий отрезок истории.

Вопросы регионального карстоведения рассматриваются в работах В. И. Мартина, а также М. С. Верзакова и В. П. Костарева, В. С. Лукина, И. К. Кудряшова и др. Провальные явления как показатель активности карстовых процессов и статистический показатель оценки устойчивости территории рассматриваются в работах В. С. Лукина, В. В. Толмачева, Л. Н. Усольцева и других исследователей. Роль человека в ускорении провалов — в работе Л. Н. Усольцева и В. И. Мартина [1969].

Полезные ископаемые карстовых полостей и впадин и роль карста в их формировании по-прежнему привлекают внимание многих исследователей (Г. А. Максимович, Д. Н. Буракаев, В. П. Костарев, В. Н. Быков, И. М. Тюрина, Г. В. Вахрушев, Ю. М. Юрганов, В. С. Цоцур).

Связи карста с тектоникой, неотектоникой и разрывными нарушениями посвятили свои работы А. П. Рождественский, А. М. Шевченко, Г. В. Вахрушев, Ю. С. Веницкий и И. Л. Зубик, роли карста в формировании рельефа — Е. А. Лушников, И. П. Кадильников, Ю. Е. Журенко и И. К. Зиняхина, И. К. Кудряшов, Ф. А. Максютов и др.

Изучение карста требует постоянного совершенствования методов. Этому посвящены многочисленные работы Г. А. Максимова, применению геофизических методов в условиях развития карста Башкирии — работы В. Е. Малахова, аэрофотометодов — работы В. И. Мартина, количественных методов — М. С. Верзакова, Ф. А. Максютова, В. И. Мартина, В. В. Толмачева, Л. Н. Усольцева и др.

Большой материал о региональном распространении карстопроявлений с оценкой степени закарстованности территорий накоплен в этот период в процессе гидрогеологических съемок масштаба 1:200 000 (Г. М. Андрианов, Н. Н. Толстунова, М. М. Хузин, В. Г. Попов, В. А. Алексеев, М. С. Верзаков, В. Е. Игонин, А. Г. Муртазин, А. М. Шевченко и др.).

Режим подземных вод, карст в Башкирии и типизация карста отражены в ряде отчетов Башкирской гидрогеологической станции (В. И. Мартин и др., 1965–71 гг.).

Вопросы инженерного карстования в процессе инженерно-геологических съемок для районных планировок решались рядом авторов: по г. Октябрьскому — К. А. Горюнов (1965 г.), по г. Туймазы — Г. П. Луценко (1964 г.), по г. Бирску, с. Карламану и Затону в г. Уфе — М. С. Верзаков и др. (1964 г.), по Шакше — Иглино — Г. М. Андрианов (1973 г.). Методическим пособием для этих работ служили Рекомендации ПНИИИС (1967 г.).

Необходимо отметить участие в изучении карстовых проблем Южного Урала и Предуралья Института геологии Уфимского научного центра Российской Академии наук по двум направлениям — геолого-геоморфологическому и гидрогеологическому.

Проводимые с 1952 года исследования по первому направлению (Г. В. Вахрушев, А. П. Рождественский, Г. С. Сенченко, Ю. Е. Журенко, Н. Ф. Данукалов, И. П. Варламов, И. К. Зиняхина, Ю. Л. Кисарев, Н. М. Грамматчикова, Р. А. Фаткуллин и др.) показали повсеместность новейших (и современных) движений земной коры на Южном Урале и в Приуралье, выявили формы и масштабы их проявления. На конкретных материалах изучения территории Башкортостана установлена важная, часто определяющая, роль новейших вертикальных движений в формировании основных особенностей современного рельефа, в характере динамики эндогенных и экзогенных процессов рельефо-

образования, в том числе карстового. Подтверждены выводы многих геологов и карстоведов о приуроченности активного проявления карста к положительным структурам и выявлена связь его с новейшими поднятиями.

Исследования по второму направлению, ведущиеся с конца 1969 г. (В. Г. Попов, Р. Ф. Абдрахманов), внесли большой вклад в изучение подземной гидросферы Волго-Уральской области, ее гидрогеодинамической и гидрогеохимической структуры, процессов формирования ионно-солевого, микрокомпонентного и газового состава подземных вод. Впервые был обоснован и внедрен в теорию и практику гидрогеологических работ гелиевый метод изучения гидрогеодинамических и гидрогеохимических процессов; выполнен цикл натуральных и оригинальных экспериментальных исследований обменно-адсорбционных взаимодействий в различных термодинамических обстановках литосферы; дан всесторонний анализ закономерностей формирования и размещения минеральных лечебных и промышленных вод (на базе которого были открыты и сданы в эксплуатацию 6 новых месторождений лечебных вод); определена роль техногенных процессов в трансформации геохимического состояния подземной гидросферы в районах нефтедобывающих и агропромышленных предприятий, промышленно-урбанизированных территорий. Результаты исследований изложены в монографических трудах авторов, опубликованных в центральных издательствах «Наука», «Недра», УНЦ РАН.

Изучение карста в 1972–90 гг. характеризуется большой активностью изучения карстово-спелеологических и особенно прикладных проблем карста, связанных с промышленным, жилищным и гидротехническим строительством. Об этом свидетельствует большое количество проведенных совещаний и конференций на союзном и региональном уровнях, посвященных в основном вопросам инженерной геологии карста и спелеологии (в городах Ленинграде, 1976; Красноярске, 1977; Перми, 1979, 1982, 1990; Уфе 1972, 1976, 1980, 1981, 1984; Кунгуре, 1972, 1982, 1987; Подольске, 1983; Алуште, 1982; Горьком, 1979; Дзержинске, 1980; Сухуми, 1987; Ташкенте, 1975; Тбилиси, 1974; Москве, 1989; Куйбышеве, 1990).

Исключительно важная роль в изучении карстовых явлений и проведении инженерно-геологических изысканий в карстовых районах Башкортостана принадлежит тресту ЗапУралГИСИЗ (г. Уфа). Наряду с решением производственных задач, связанных с инженерно-геологической оценкой степени устойчивости закарстованных территорий для строительства, в тресте решаются и научно-методические

задачи по разработке методики изысканий в карстовых районах, определению оптимальных объемов различных видов работ, внедрению геофизических методов исследования, дешифрированию аэрофото-материалов, моделированию карстовых провалов и др. Вопросами оценки карстовой опасности занимались В. И. Мартин, В. Е. Малахов, П. В. Гришин, Б. А. Крестинин, А. И. Травкин, В. Г. Камалов и др.

Инженерно-геологические изыскания под различные объекты в карстовых районах Республики с оценкой карстовой опасности проводили В. И. Мартин, В. С. Лежнев, В. Е. Малахов, П. В. Гришин, А. И. Травкин, Т. Е. Малахова, а связанных с гидротехническим строительством — Р. Ф. Абдрахманов и др.

В 1975 г. первую в Республике в области карстоведения диссертацию на тему «Гидрогеология и типы карста Башкирии» защитил В. И. Мартин. Его последующие многочисленные публикации, в том числе и с соавторами, посвящены проблемам гидрогеологии карста, карстово-спелеологическим проблемам, районированию и типизации карста.

Геофизические методы изучения карста, особенно методики исследований, интерпретации и внедрения их в практику рассматриваются в многочисленных трудах Н. С. Лиханова, В. Е. Малахова, П. В. Гришина, В. И. Мартина. Представленная на ВДНХ разработка этих авторов удостоена золотой и серебряной медалей (1982, 1983 гг.).

С 1979 г. в практику оценки степени устойчивости закарстованных территорий для строительства по методическим разработкам и при активном участии научных сотрудников Дзержинской карстовой лаборатории (ДКЛ) ПНИИИС (В. В. Толмачев, Р. Б. Давыдько и др.), в тресте ЗапУралТИСИЗ широко внедряется физическое моделирование карстовых провалов для определения их критических параметров, при которых начинается обрушение сводов карстовых полостей [Мартин, Травкин, 1979].

Для уточнения полученных на моделях критических параметров карстовых полостей, вызывающих провалы на поверхности, специалистами ЗапУралТИСИЗ (В. И. Мартин и др.) совместно с научными работниками ДКЛ (В. В. Толмачев, Р. Б. Давыдько и др.) были проведены инженерно-спелеологические исследования в гротах карстовых пещер, имеющих различную устойчивость сводов в условиях гипсового и карбонатного карста. Все это позволило расширить арсенал инженерно-геологических изысканий и методические возможности объективной оценки устойчивости закарстованных территорий.

К разработке проблем инженерно-геологической оценки закарстованных территорий с 1980 г. активно подключились А. И. Травкин,

В. Г. Камалов (ЗапУралТИСИЗ), А. И. Смирнов (АО «Башкиргеология»), а к решению проблем проектирования и строительства — Е. П. Спящий, Э. И. Мулюков, В. А. Илюхин и др. В результате в 1986 г. был разработан первый в СССР нормативно-методический документ ВСН 2—86 (Инструкция по изысканиям, проектированию, строительству и эксплуатации зданий и сооружений на закарстованных территориях БАССР, авторы: Э. И. Мулюков, В. А. Илюхин, В. И. Мартин, В. Г. Камалов, Н. С. Лиханов, Ю. В. Парменов, Р. Я. Арсланов, Е. П. Спящий), лимитирующий виды, объемы работ для объективной оценки степени устойчивости закарстованных территорий и необходимые для этого количественные критерии. Позже (в 1991 г.) инженерно-геологическая часть этой Инструкции была откорректирована, дополнена (В. И. Мартин, Н. С. Лиханов) и опубликована в виде РСН 1—91 (Инженерные изыскания для строительства. Нормы производства инженерных изысканий на закарстованных территориях).

В период 1973—75 гг. к инженерно-геологической оценке закарстованных территорий в пределах отдельных населенных пунктов Республики (г.г. Благовещенск, Бирск) на стадии ПДП (проект детальной планировки) были привлечены специалисты ПНИИИС (Москва) И. А. Саваренский (руководитель), Н. А. Миронов, С. И. Парфенов. В результате этого были составлены карты степени закарстованности территории названных городов в масштабе 1:25000.

Аналогичные работы в этот период выполняются трестом ЗапУралТИСИЗ по селам Кармаскалы, Толбазы с составлением карт степени закарстованности в масштабе 1:2000. В эти годы на базе расширившихся возможностей более объективной оценки закарстованных территорий по степени их опасности начинается освоение под строительство считавшихся ранее непригодными (опасными) площадок с конструктивными мерами противокарстовой защиты (ПКЗ) и инженерной их подготовки, то есть с применением монолитных армированных конструкций или с ликвидацией обнаруженных изыскателями карстовых полостей путем их тампонажа (котельная ТРЗ в г. Уфе).

В Башкортостане все чаще случаются деформации зданий и сооружений, построенных на закарстованных территориях без учета степени карстовой опасности и возможной техногенной активизации карстово-суффозионного процесса, вызванного нарушением гидрогеологических условий (утечки из водонесущих коммуникаций). В связи с этим специалисты ЗапУралТИСИЗ (В. И. Мартин, Н. С. Лиханов) совершенствуют методику изысканий, расширяют круг анализируемых факторов (признаков), влияющих на развитие карста, и, помимо

районирования по степени устойчивости относительно карстовых провалов (V категорий), проводят зонирование конкретных площадок по степени карстовой опасности: зона С — без карстовых полостей, зона В — с заполненными полостями, зона А — с открытыми карстовыми полостями (ВСН 2—86).

В 1989 г. А. И. Травкин защитил кандидатскую диссертацию на тему «Оценка и прогноз карстоопасности и районирование закарстованных территорий (на примере центральной части г. Уфы)».

Башкирский НИИ карстоведения и спелеологии в этот период провел 3 научно-практические конференции (1976, 1980 и 1984 гг.) с изданием тезисов и трудов («Карст Южного Урала и Приуралья», «Карстовый процесс и его прогноз»), на которых был рассмотрен широкий спектр карстовых проблем, включающих региональные вопросы карста, гидрогеологии и гидрологии карста, карстово-спелеологические и прикладные вопросы, а также вопросы глубинного карста.

В 70-е годы специалистами ПГО «Башкиргеология» (Р. П. Багаева, В. А. Алексеев, А. И. Смирнов и др.) продолжают спелеологические исследования пещер, а в 80-е годы проводятся планомерные исследования по региональной оценке экзогенных процессов с составлением комплексных карт, в том числе карт пораженности территории карстом масштаба 1:200 000 (отв. исполнитель А. И. Смирнов). Для этого широко используется дешифрирование аэрофотоматериалов и маршрутное обследование [Смирнов, 1996₃; 1997_{1,2}].

Одновременно в ПГО «Башкиргеология» продолжают стационарные наблюдения на Уфимском карстовом косогоре за динамикой провалообразования и режимом карстовых вод, позволившие А. И. Смирнову дать оценку динамики развития карстового процесса на этом ключевом участке.

В период 1990—2000 гг. продолжают карстово-спелеологические исследования, базирующиеся на энтузиазме спелеологов г. Уфы. По инициативе Ю. В. Соколова и А. И. Смирнова ведется обобщение и систематизация накопленного спелеологического материала (более чем по 800 пещерам). Издаются первые сводки по пещерам Республики [Смирнов, Соколов, 1993, 1997; Мартин, Смирнов, Соколов, 1993]. Получены интересные результаты определения возраста пещер по троглобионтной фауне [Смирнов, Книсс, 1986].

На базе многолетних региональных исследований в этот период А. И. Смирнов успешно защитил (1998 г.) кандидатскую диссертацию на тему: «Проявление экзогенных геологических процессов на Южном Урале и в Предуралье (интенсивность распространения и

активность развития)», в которой большое внимание уделено карстовому процессу.

Отдел научно-тематических работ (руководитель В. И. Мартин) треста ЗапУралГИСИЗ на основе сбора и систематизации архивных материалов с широким использованием дешифрирования аэрофото-материалов (1994–98 гг.) составил комплекс карт, включающий, в том числе, карту закарстованности и районирования по степени устойчивости относительно карстовых провалов масштаба 1:25 000 и 1:10 000 для всей территории г. Уфы и ее окрестностей (Забелье и Зауфимье).

В эти годы резко сократился объем работ по оценке степени устойчивости закарстованных территорий микрорайонов, отдельных кварталов, заводов, а усилилась тенденция оценки карстовой опасности площадок уже существующих зданий и сооружений, построенных на карстоопасных участках часто без мер противокарстовой защиты в связи с их реконструкцией, надстройкой, расширением, а также в связи с возникновением деформаций.

Все это вызвало необходимость переработки и дополнения существующего нормативного документа ВСН 2–86, и в 1995 г. коллективом авторов (Э. И. Мулюков, В. И. Мартин, А. И. Травкин и др.) был выпущен ТСН 302–50–95 РБ [Инструкция ..., 1996].

В тресте ЗапУралГИСИЗ для решения поставленных выше задач в 1997 г. был создан Центр прикладных проблем карста (директор В. И. Мартин). Он осуществлял методическое руководство и обработку всей информации по изысканиям на створе плотины Юмагузинского водохранилища на р. Белая в полосе развития средне- и нижнекаменноугольных сильно закарстованных известняков и доломитов. По результатам исследований составлен отчет с оценкой степени закарстованности массива карбонатных пород и их водопроницаемости, который положен в основу проекта строительства Юмагузинского гидроузла.

В этот период открылись возможности участия специалистов и ученых в зарубежных симпозиумах и съездах и публикаций научных разработок в их трудах, а именно в Греции (В. И. Мартин, А. И. Травкин), в Канаде (В. И. Мартин, А. И. Травкин, А. И. Смирнов, З. Н. Рафикова), Чехии (Р. Ф. Абдрахманов, В. Г. Попов) В. А. Книсс, А. И. Смирнов), Бразилии (В. Г. Попов) и др.

Какие общие выводы можно сделать из истории изучения карста и спелеологии Башкортостана? Они сводятся к следующему.

Исследование карста Башкортостана, начавшееся с середины XVIII столетия, характеризуется неравномерным, но в целом неуклонным расширением и углублением изучения его природы, условий

образования и особенностей проявления в земной коре и на поверхности. Начавшись с первых наблюдений и описаний пещер в западной части Республики, в дальнейшем оно распространилось на всю ее территорию и привело к формированию современных разносторонних представлений по теоретическим и прикладным вопросам карстования и спелеологии Южного Урала и Предуралья.

Прогресс в изучении карста в Башкортостане определялся широким участием ученых и специалистов научно-исследовательских институтов, высших учебных заведений, производственных учреждений, занимающихся изучением геологии, минерально-сырьевых ресурсов, вопросами водоснабжения и охраны водных ресурсов, поисками, разведкой полезных ископаемых и инженерно-геологической оценкой возможностей строительства.

Изучение карста Башкортостана внесло значительный вклад в гидрогеологию, гидрохимию, изучение глубинных горизонтов и палеокарстовых коллекторов нефтеносных районов и пр. Предложены схемы районирования карста и его картографического отображения. Впервые проведено дешифрирование аэрофотоматериалов и внедрение его в практику гидрогеологических и карстологических исследований. Выявлены роль и значение техногенных факторов в развитии карстовых процессов в районах нефтедобывающего производства и городских агломерациях и др. На примере изучения района г. Уфы показано геоэкологическое значение карста. Разработана методика инженерно-геологических противокарстовых мероприятий строительства на закарстованных участках. Изучение пещер подняло значение спелеологии и археологических исследований в изучении древних обитателей Башкортостана и культурного наследия первобытного человека.

Задачи дальнейших исследований заключаются в совершенствовании методов изучения карста, в частности, в количественной оценке карстового процесса, предотвращении его катастрофических последствий, ухудшающих геоэкологическую обстановку и представляющих угрозу для жизнедеятельности человека, а также в дальнейшем изучении динамики развития карста и сопутствующих процессов в условиях все возрастающего отрицательного влияния антропогенного фактора на геологическую среду.

Глава 2. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ И ФАКТОРЫ РАЗВИТИЯ КАРСТА

Карстовый процесс является функцией нескольких основных условий, включающих наличие растворимых водопроницаемых карбонатных и сульфатных пород, а также движущихся подземных вод, агрессивных к этим породам [Соколов, 1962]. Эти условия зависят от ряда факторов, определяющих питание карстовых вод, их движение и разгрузку, и в конечном итоге — активность и скорость развития карстового процесса. К первой группе относятся климатические факторы (атмосферные осадки, их состав, дефицит влажности воздуха, испарение, конденсация и др.), ко второй — геологическое строение и геоморфологические условия (состав пород, их трещиноватость и пр.), рельеф, степень его расчлененности, и к третьей группе — гидрогеологические условия (динамика, химический состав и режим подземных вод).

2.1. Климат

Климат является важнейшим фактором формирования и развития карстовых процессов. На территории Башкортостана он определяется характером взаимодействия радиационных и атмосферно-циркуляционных процессов с земной поверхностью. Северная часть Республики характеризуется влажным, а южная — недостаточно влажным типом климатических условий.

По данным Башкирской гидрометеослужбы (1970–1999 гг.), лето умеренно теплое, со средней июльской температурой воздуха +16,5 ... +20,0°C, а зима умеренно суровая и снежная — средняя температура января –11,6 ... –17,0°C. Среднегодовая температура воздуха изменяется от +1,2 до +3,6°C (табл. 1). Наблюдаются резкие температурные колебания от –53,6°C (Аскино, 1979 г.), –52,2°C (Караидель, 1979 г.) зимой до +40,8°C (Мелеуз, 1952 г.), +40,7°C (Акъяр, 1968 г., Мраково, 1984 г.) летом. В год выпадает от 340 мм

(Акъяр) до 575 (Бирск) — 600 (Инзер) и 750 мм осадков в среднем течении Сима—Инзера (рис. 1). За теплый период выпадает в 2–3 раза больше осадков, чем за холодный (табл. 2).

Среднегодовая относительная влажность воздуха составляет 72–75%; минимальна она в мае (60%), максимальна — в декабре (81–86%). Испарение с поверхности суши составляет 400–450, а с водной поверхности — 550–650 мм/год.

Таблица 1

**Средняя месячная и годовая температура воздуха (С°),
по многолетним данным**

Метеостанция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	за год
Янаул	-14,4	-13,1	-6,8	3,7	11,9	17,1	18,5	15,8	10,1	2,8	-5,5	-11,0	2,4
Дуван	-14,6	-12,9	-6,2	3,6	11,1	16,1	17,3	14,6	9,4	1,9	-6,1	11,5	1,9
Бакалы	-11,6	-12,7	-6,5	4,8	12,8	17,3	18,8	16,2	10,8	3,3	-4,6	-10,5	3,2
Бирск	-13,0	-12,0	-5,3	4,7	13,1	17,6	19,0	16,4	11,1	3,1	-4,9	-10,6	3,3
Кушнарнково	-17,0	-12,9	-6,5	5,3	13,3	17,9	19,2	16,7	11,3	3,5	-4,7	-10,7	3,1
Уфа–Дема	-14,2	-12,7	-6,1	5,5	13,3	17,8	19,1	16,4	11,0	4,0	4,6	-11,0	3,2
Чишмы	-14,1	-12,8	-6,4	5,5	13,5	17,8	19,3	16,8	11,3	4,0	-4,6	-10,8	3,2
Буздяк	-13,3	-11,9	-5,6	5,4	13,5	17,9	19,3	16,8	11,6	3,5	-4,4	-10,0	3,5
Туймазы	-13,3	-12,2	-5,7	5,6	13,6	17,8	19,1	16,6	11,4	3,7	-4,0	-10,0	3,6
Аксаково	-14,2	-13,0	-6,7	3,8	12,5	16,8	18,2	15,8	10,5	2,4	-5,4	-10,1	2,6
Стерлитамак	-14,2	-13,0	-6,3	5,6	13,7	18,2	19,7	16,8	11,4	4,0	-4,6	-11,1	3,2
Стерлибашево	-13,7	-12,3	-6,3	4,7	13,0	17,4	18,7	16,3	11,0	3,6	-4,9	-10,8	3,0
Мелеуз	-14,5	-13,5	6,6	5,5	14,0	18,6	20,0	17,4	11,9	3,8	-4,6	-11,1	3,4
Белорецк	-15,1	-13,3	-6,7	3,9	10,5	15,2	16,5	13,9	8,6	2,1	-7,1	-12,8	1,2
Учалы	-14,4	-13,2	-6,8	4,6	10,9	15,7	16,9	14,3	9,0	1,7	-6,6	-12,0	1,7
Зилаир	-14,5	-12,4	-7,0	3,8	11,5	16,3	17,8	15,3	9,8	2,1	-6,1	-11,3	2,0
Акъяр	-14,8	-13,4	-7,9	5,5	13,5	18,7	19,4	17,7	11,9	3,8	-5,5	-12,9	3,0

Как известно, от соотношения осадков и испарения зависит количество влаги, идущей на формирование поверхностного и подземного стока. В Южном Предуралье благоприятные условия для питания подземных вод имеются весной (вторая половина марта и апрель) и осенью (сентябрь—ноябрь), когда осадки в 2–5 раз превосходят

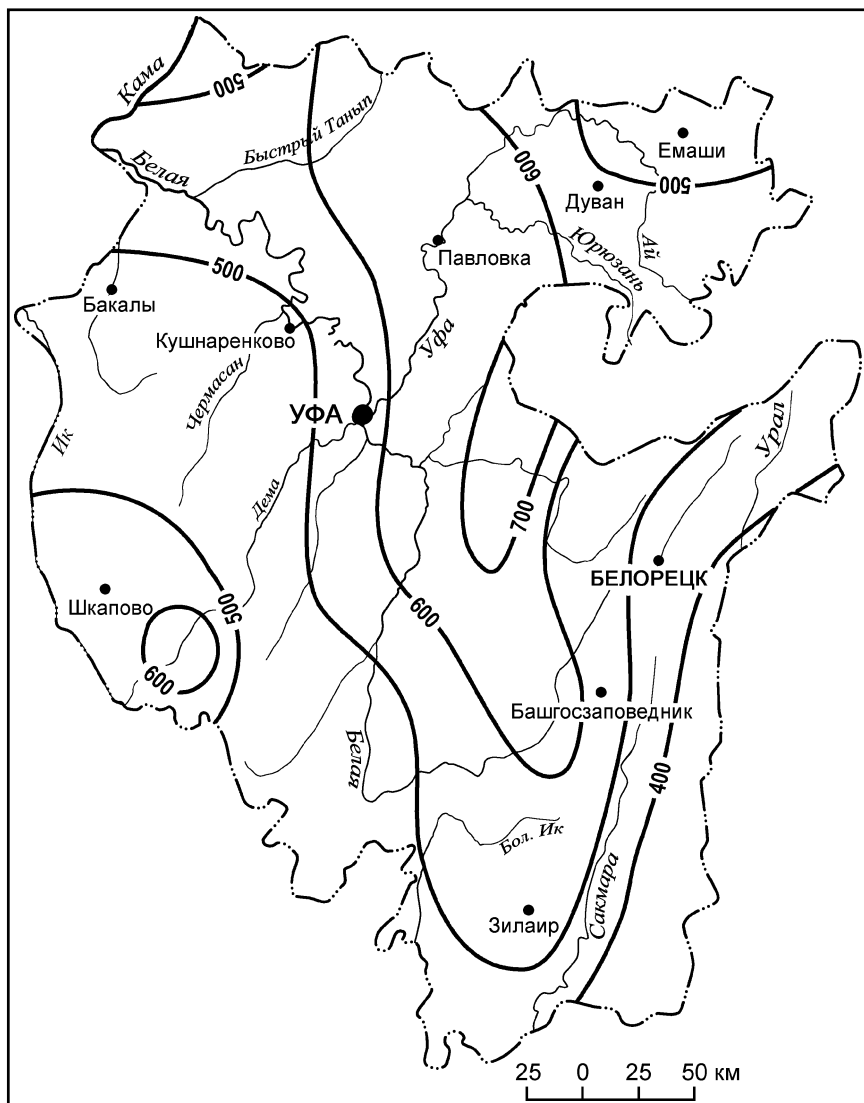


Рис. 1. Среднее годовое количество осадков, мм

испарение. На величину и распределение подземного и поверхностного стока большое влияние оказывает также характер осадков, рельеф, состав пород, слагающих поверхность, растительный покров и пр.

Таблица 2

Средняя месячная и годовая сумма осадков (мм),
по многолетним данным

Метеостанция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	за год
Янаул	30	20	16	18	33	60	77	60	55	51	39	31	490
Дуван	25	20	19	30	40	60	79	68	58	51	36	26	512
Бакалы	26	20	15	25	29	59	60	57	50	44	35	26	443
Бирск	38	31	22	32	38	64	73	61	62	63	51	41	575
Кушнаренково	30	25	18	29	30	54	62	49	50	2	41	33	477
Уфа – Дема	43	36	27	35	36	60	59	64	51	63	52	44	571
Чишмы	27	24	18	28	34	59	62	53	45	49	35	30	463
Буздяк	23	18	14	23	28	57	66	46	45	41	29	24	408
Туймазы	22	18	15	22	32	59	64	53	50	41	27	22	425
Аксаково	40	29	24	29	32	63	58	59	55	58	51	43	542
Стерлитамак	40	28	24	28	38	58	64	62	41	51	40	43	515
Стерлибашево	34	25	24	33	32	52	54	51	43	52	42	39	481
Мелеуз	34	23	23	25	33	47	53	46	38	47	40	40	448
Белорецк	22	18	18	32	38	58	75	65	46	43	31	27	473
Учалы	17	14	17	28	38	62	81	60	30	27	22	19	413
Зилаир	40	28	28	31	35	59	56	53	48	56	48	45	529
Акъяр	20	17	21	27	28	43	44	41	26	23	25	25	340

Территория Республики характеризуется радиационным индексом сухости от 1,2–1,6 (северная половина) до 0,7–1,0 (южная половина), суммарной температурой воздуха от 1650 до 2350°С. Продолжительность солнечного сияния в среднем за год составляет от 1803 (ст. Дуван) до 2401 часа (ст. Акъяр). В отдельные годы продолжительность солнечного сияния снижается до 1449 (ст. Дуван, 1993 г.) или возрастает до 2699 часа (ст. Акъяр, 1991 г.).

На территории Республики, имеющей протяженность в меридиональном направлении более 550 км, количество солнечной энергии

возрастает с севера на юг от 3855 до 4400 МДж/м² в год, то есть в среднем на 100 МДж/м² в год на 1° широты. Годовая сумма солнечной радиации составляет в среднем 4089 МДж/м². На рассеянную радиацию приходится 49%. В декабре и январе доля прямой радиации не превышает 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/м²), а минимум — на декабрь (суммарная 46, прямая 8 МДж/м²). Климатические условия Башкортостана в широтном направлении претерпевают существенные изменения, вызванные различными формами циркуляции атмосферных масс.

В развитии карста определяющее значение играет количество осадков, формирующих подземный сток, и их растворяющая способность. По данным В. А. Балкова [1978], количество осадков, формирующих подземный сток по территории Башкортостана, колеблется от 15–27 мм (21–26% суммы осадков) на Чермасанско-Ашкадарской и Кизило-Таналыкской степных равнинах до 120–170 мм (30–53% осадков) на Уфимском плато и в Инзерско-Симском горном районе. Средний сток по Республике составляет 56 мм (8,0 км³).

Характеристика химического состава атмосферных осадков приводится на основе данных Уральского управления гидрометеослужбы [Черняева, Черняев, Могиленских, 1978] и материалов авторов, полученных по разным регионам Башкортостана [Попов, 1976; Абдрахманов, 1993]. Минерализация атмосферных осадков в многолетнем плане (табл. 3) по территории Республики колеблется в значительных пределах: от 12,9–16,1 (станция Башгосзаповедник, с. Емаши) до 47,0–81,5 мг/л (станция Бакалы, г. Белорецк). В пределах даже небольшой территории, подверженной техногенезу (например, г. Уфа), минерализация осадков колеблется от 8 (южная часть) до 62 мг/л (северная промышленная зона). Средняя минерализация атмосферных осадков по Республике 20–32 мг/л (рис. 2).

Химический состав атмосферных осадков отличается большим разнообразием. В анионном составе их преобладают сульфатные ионы — 30,5–59,6 %-экв (см. табл. 3). Концентрация сульфатов колеблется от 4,3 (Башгосзаповедник) до 33,6 мг/л (г. Белорецк). Второе место занимают гидрокарбонатные ионы — 16,1–50,9 %-экв (1,8–21,9 мг/л). Ионы хлора занимают третье место; их содержание составляет 1,9–4,7 мг/л (9,6–32,4 %-экв). Практически во всех пробах обнаруживаются нитраты в количестве 0,1–5,8, реже до 10 мг/л. Среди катионов обычно превалирует кальций — 37–63,3 %-экв (1,0–12,4 мг/л). Содержание натрия колеблется от 0,6

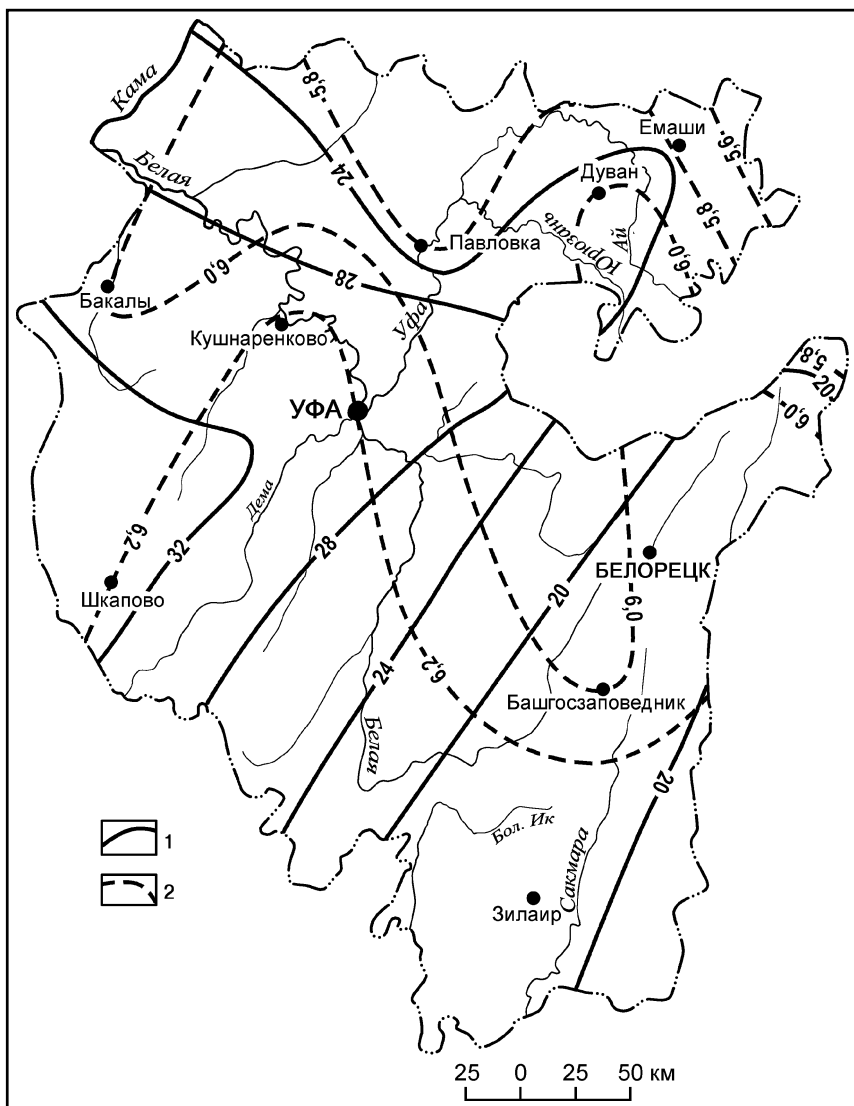


Рис. 2. Средняя годовая минерализация атмосферных осадков, мг/л (1), и концентрация водородных ионов рН (2) в атмосферных осадках [Черняева, Черняев, Могиленских, 1978]

до 3,6 мг/л (9,6–29,6 %-экв). Концентрация магния обычно 0,6–1,8 мг/л (16–36,3 %-экв), Белорецкая метеостанция фиксирует его содержание до 5,9 мг/л (см. табл. 3). Концентрация калия 0,4–2,3 мг/л (2,9–10,7 %-экв).

Таблица 3
Химический состав атмосферных осадков [Черняева и др., 1978]

Метеостанция	Период	Сумма ионов, г/л	Ингредиенты, мг/л, %-экв						
			Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Емаша	Год	16,1	1,9	0,8	0,8	0,6	2,5	7,3	2,2
		45,0	31,3	16,6	7,1	16,1	59,6	24,3	
Дуван	Год	24,6	3,6	1,4	1,2	0,8	7,9	7,1	2,6
		49,1	31,3	14,2	5,4	37,2	42,7	21,0	
Павловка	Теплый	19,4	1,9	0,9	1,7	0,1	5,1	6,7	2,3
		45,5	35,4	9,6	9,5	29,2	48,3	22,5	
	Холодный	26,9	3,0	1,2	2,1	0,7	6,6	9,2	4,1
		41,9	27,7	25,4	5,0	25,9	46,2	27,9	
Год	23,1	2,4	1,0	1,9	0,8	5,8	8,0	3,2	
	39,3	26,9	27,2	6,6	27,0	47,4	25,6		
Бакалы	Теплый	59,2	10,2	1,8	3,6	2,3	17,5	19,4	4,4
		58,3	17,0	18,0	6,7	35,2	49,6	15,2	
	Холодный	34,8	4,5	1,1	1,8	1,0	8,0	15,0	3,4
		53,6	21,7	18,6	6,1	24,3	57,9	17,8	
Год	47,0	7,4	1,4	2,7	1,6	12,8	17,2	3,9	
	57,5	17,9	18,2	6,4	31,0	52,8	16,2		
Кушнаренково	Теплый	24,4	4,0	0,8	1,5	0,9	6,8	6,3	4,1
		56,5	18,6	18,4	6,5	31,0	36,6	32,4	
	Холодный	37,6	5,5	1,1	2,1	1,3	9,5	13,4	4,7
		56,0	18,6	18,6	6,8	27,5	49,1	23,4	
Год	31,0	4,7	1,0	1,8	1,1	8,2	9,8	4,4	
	63,3	16,0	15,2	5,5	50,9	30,5	18,6		
Уфа	Теплый	34,0	5,0	1,5	3,2	1,1	7,4	12,4	3,4
		46,3	22,8	25,7	5,2	25,5	54,3	20,2	
	Холодный	28,0	3,6	1,1	2,8	0,8	5,7	10,7	3,3
		43,6	22,0	29,6	4,8	22,7	54,5	22,8	
Год	31,0	4,3	1,3	3,0	1,0	6,5	11,6	3,3	
	45,0	22,4	27,2	5,4	24,2	54,8	21,0		

Окончание таблицы 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Шкапово	Теплый	31,1	4,7	1,6	2,5	0,9	9,8	8,3	3,3
			47,1	26,5	21,8	4,6	37,7	40,5	21,8
	Холодный	36,5	4,4	1,7	2,4	0,8	9,0	14,7	3,5
			45,5	28,9	21,5	4,1	26,6	55,4	18,0
	Год	33,7	4,6	1,6	2,4	0,8	9,4	11,5	3,4
			47,3	27,2	21,4	4,1	31,5	48,9	19,6
Белорецк	Год	81,5	12,4	5,9	2,3	1,4	21,9	33,6	4,0
Башгосзаповедник	Теплый	15,3	1,4	0,7	0,9	0,8	4,0	5,5	2,0
			37,4	31,0	20,9	10,7	27,9	48,5	23,9
	Холодный	10,6	1,0	0,6	0,6	0,4	1,8	4,3	1,9
			37,0	36,3	19,3	7,4	16,8	52,0	31,2
	Год	12,9	1,2	0,6	0,8	0,6	2,9	4,9	1,9
			37,7	30,8	22,0	9,4	23,5	50,0	26,5
Зилаир	Теплый	18,2	2,7	0,9	1,3	0,7	3,2	6,5	2,9
			48,3	25,7	19,8	6,2	19,3	50,2	30,5
	Холодный	21,3	3,0	0,8	1,6	1,0	3,9	7,8	3,2
			48,1	21,2	22,4	8,3	20,3	51,3	28,4
	Год	19,7	2,8	0,8	1,5	0,8	3,6	7,2	3,0
			48,1	22,7	22,3	6,9	20,1	51,0	28,9

Таким образом, по составу атмосферные осадки являются сульфатно-гидрокарбонатными, гидрокарбонатно-сульфатными, хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатными кальциевыми, магниевыми-кальциевыми, магниевыми-натриевыми-кальциевыми, относятся к типу II, реже к типам I и III¹. Величина pH в течение года колеблется от 3,50 до 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 антропогенных воздействий привело к сдвигу крайних значений pH как влево (до 2,0), так и вправо (до 9,0). Величина Eh

¹ Систематизация подземных вод по химическому составу произведена на базе классификации Алекина – Посохова. В соответствии с ней, при соблюдении неравенства $гCl < гNa$, выделяются тип I (гидрокарбонатный натриевый или содовый) с соотношением $гHCO_3 > гCa + гMg$ и тип II (сульфатный натриевый) с соотношением $гHCO_3 < гCa + гMg$. В случае, когда $гCl > гNa$, выделяются тип III а (хлормagneиный) с соотношением $гCl < гNa + гMg$ и тип III б (хлоркальциевый) с соотношением $гCl > гNa + гMg$. 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 анионов и катионов равна 100 % в отдельности.

дождевых вод составляет около +350–360 мВ, а снеговых от +210 до +285 мВ, содержание свободной углекислоты 9–16 мг/л.

Приведенные данные свидетельствуют, что атмосферные осадки обладают значительным дефицитом насыщения. По отношению к гипсу дефицит составляет свыше 2,0 г/л, а к известняку близок к нулю; растворимость CaCO_3 в дистиллированной воде при температуре 16°C составляет 0,013 г/л. Но в воде, содержащей CO_2 , растворимость CaCO_3 увеличивается до 0,06, а $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$ — до 0,126 мг/л. Кислые атмосферные осадки, агрессивность которых еще больше усиливается при их взаимодействии с кронами деревьев и инфильтрации через лесную подстилку и почву, становятся сильно агрессивными к карбонатным породам.

2.2. Поверхностные воды

Речная сеть Республики принадлежит к системам Волги, Урала и Оби (см. рис. 1). К Волжскому бассейну относятся левые притоки р. Камы (Белая, Буй, Ик с притоками), водосборные площади которых охватывают почти 75 % территории Башкортостана. Площадь водосбора р. Урал составляет около 24 % территории (реки Миндяк, Большой и Малый Кизил, Янгелька, Таналык, Сакмара с Б. Иком и др.), а Оби — менее 1 % (реки Миасс, Уй).

Густота речной сети колеблется от 1–0,6 (западный склон Южного Урала, Белебеевская возвышенность) до 0,2 (Чермасан-Ашкадарская равнина) и до 0,06 км/км² (Зауралье). Типично хорошо выраженное весеннее половодье. В горных районах летние и осенние паводки иногда превышают весенние.

Вскрытие рек происходит в первой – второй декаде апреля. На Уфимском плато отдельные участки рек вскрываются раньше, что обусловлено очагами поддолинной разгрузки карстовых вод. Максимум половодья на всех реках Башкортостана приходится на апрель. Амплитуда колебаний уровня на реках различна (от 170 до 760 см), но для всех характерно постепенное увеличение ее от истока к устью. Продолжительность половодья колеблется от 22–49 дней в маловодные годы до 62–102 дней — в многоводные. Продолжительность спада уровней на реках значительно превышает продолжительность подъема.

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

Зимняя межень характеризуется устойчивым ледоставом в течение пяти—шести месяцев. Минимальные уровни зимой наступают в ноябре в период образования ледостава. Продолжительность зимней межени 160—170 дней. 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 рек, остальные 10—20% — за счет дождей.

Поверхностный сток — главная составляющая водного баланса. Среднегодовой сток включает как прямой сток дождевых и талых вод, так и разгрузку подземных вод. Изменение среднегодового стока в пределах Башкортостана в основном согласуется с общими климатическими условиями и орографическими элементами. Наибольших значений сток достигает в верховьях Тюльмени (18,2 л/с·км²) и Лемезы (17,2 л/с·км²), то есть на западных склонах наиболее высоких хребтов Нары и Юрматау. Уменьшение величины поверхностного стока происходит почти во всех направлениях: до 3—5 л/с·км² на западе и до 1—3 л/с·км² на юге и юго-востоке. С высотой водосборов наблюдается плавное увеличение градиентов стока: в Предуралье и западном склоне Южного Урала — на 1,6—2,2 л/с на 100 м, на восточном склоне — на 1,5—2,0 л/с на 100 м. В бассейнах, дренирующих карстующиеся толщи Уфимского плато, на отдельных участках западного склона Южного Урала и Зауралья наблюдается некоторое уменьшение градиентов стока.

Связь между основными составляющими водного баланса (осадки, испарение и т.д.) 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 Башкортостана формируется главным образом за счет подземных вод. Доля подземного стока в общем речном составляет от 40—50 до 10% и менее. Наибольшие его значения (40—50% и более) характерны для закарстованных участков, наименьшие (10% и менее) — для районов развития рыхлых мезозойско-кайнозойских отложений в юго-восточной части Башкортостана.

Значительную роль в среднем многолетнем балансе и стоке разных водосборов играет карст. 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 (менее 200—300 км²). С увеличением площади водосбора

степень влияния карста на сток уменьшается. Предельная величина площади водосбора, при которой влияние карста на сток становится неощутимым, составляет 3000 км² и более [Балков, 1970].

Карст оказывает в целом регулирующее влияние на сток. Наиболее эффективна она на водосборах равнинных рек (Сарс, Яман-Елга). Здесь бассейновая зарегулированность возрастает в 3,5–5 раз в сравнении с зональной величиной. На водосборах горных рек (Улуир, Каменка и др.) регулирующая роль снижается до 2,5–0,4 раза. На величину максимального стока карст оказывает снижающее влияние. Наибольшее снижение отмечается на реках Бирь (45%), Сарс (41%), Сарва (40%). Модуль минимального стока под влиянием карста увеличивается от 165–185% на водосборах рек Сарва и Улуир до 400% на р. Бирь. Значительно меньше это влияние на водосборах малых рек горной части. Часто сток их в межень полностью отсутствует.

Химический состав и минерализация речных вод весьма изменчивы, что связано, с одной стороны, с разнообразием пород, слагающих водосборы, а с другой — с техногенным воздействием на поверхностные и подземные воды. На значительной части Камско-Бельского понижения (особенно на Уршак-Бельском междуречье) и юго-западе Белебеевской возвышенности вода рек имеет гидрокарбонатно-сульфатный и сульфатный кальциевый состав, минерализацию от 1 до 3 г/л (реки Уршак, Аургаза, Куганак, Месселька, Чермасан, Бирь и др.).

Белая (ниже городов Мелеуз, Стерлитамак), Ик (с истоков) и некоторые другие реки содержат большое количество хлоридных солей, ранее не характерных для них. Так, состав воды р. Ик в результате попадания нефтепромысловых вод изменился с гидрокарбонатного кальциевого и магниево-кальциевого на хлоридный натриево-кальциевый. Минерализация воды на ряде участков повысилась с 0,4 до 2,4 г/л [Абдрахманов, Попов, 1985]. Отмечается сильное техногенное воздействие горнорудных предприятий на некоторые реки Зауралья (Таналык, Миндяк и др.). В основном вода рек горной части Башкортостана, Белебеевской возвышенности, Уфимского плато, Юрюзано-Айского понижения характеризуется малой минерализацией (0,2–0,7 г/л), гидрокарбонатным, сульфатно-гидрокарбонатным магниево-кальциевым, натриево-магниево-кальциевым составом.

Общее количество солей, выносимых годовым объемом речного стока за пределы Башкортостана, наибольшее в центральных районах и составляет 50 т/км² и более, наименьшее — в юго-восточных районах. В Предуралье 70% и более выноса солей приходится на грунтовые воды, тогда как в горной части и на восточном склоне — всего 40–60%. При этом 10–20% солей в горной части приходится на атмосферную

составляющую. Годовое количество выноса в виде растворенных солей из зоны активной циркуляции наибольшее в Предуралье (30 т/км² и более), тогда как в горной части оно снижается до 5–10 т/км².

В Башкортостане насчитывается около 3000 озер различного происхождения. В основном они расположены в долинах крупных рек (Белая, Уфа, Дема, Ай, Сим и др.) и имеют старичное происхождение.

В Западном Башкортостане наиболее известны самые крупные озера Аслыкуль и Кандрыкуль карстово-эрозионного происхождения. Химический состав их гидрокарбонатно-сульфатный натриево-магниевый, минерализация 1,1–1,2 г/л, pH 8,1–8,5.

Богато озерами Башкирское Зауралье (Учалинский и Абзелиловский районы). Озера неглубокие (до 10 м), только глубина озера Банное (Яктыкуль) достигает 28 м. Воды озер этого региона (за исключением оз. Мулдаккуль) имеют гидрокарбонатный кальциево-магниевый, кальциево-магниевый-натриевый, магниевый-натриевый состав, геохимический тип I (содовый), минерализацию 0,16–0,55 г/л, pH 8,05–8,6. Состав воды озера Мулдаккуль сульфатно-хлоридный магниевый-натриевый, тип IIIa (хлормагниевый), минерализация 12,6 г/л.

Большую роль в активизации карста играют искусственные озера (водохранилища). В Башкортостане в настоящее время существует ряд таких крупных водоемов: Павловское на р. Уфа (1,4 млрд. м³), Нугушское на р. Нугуш (400 млн. м³), Кармановское на р. Буй (130 млн. м³). Объем 10–25 млн. м³ имеют водохранилища: Таналыкское, Слакское, Белорецкое и др. Строится Юмагузинское водохранилище (0,8 млрд. м³).

Среднегодовой суммарный объем водных ресурсов (речных, озерных, подземных) Башкортостана составляет около 25 км³ [Балков, 1978]. С территории Башкортостана речными водами выносятся значительное количество солей. Только р. Белая (среднегодовой расход 860 м³/с) с площади 121 000 км² (створ г. Бирска) выносит 6870 тыс. т. [Черняева, Черняев, Могиленских, 1978]. Доля континентальной составляющей при этом равняется 5284 тыс. т, а атмосферной 1586 тыс. т. Ионная составляющая стока приведена в таблице 4.

Таблица 4

Распределение компонентов химического стока (10³ т/год)
для бассейна р. Белой [Черняева и др., 1978]

Составляющие	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	HCO ₃	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Сумма ионов
Сток	1750	373	269	2140	1930	405	6870
Атмосферные осадки	252	79	189	243	593	230	1586
Континентальная часть	1498	294	80	1897	1337	175	5284

2.3. Рельеф

Рельеф Башкортостана характеризуется разнообразием форм и их происхождения, однако основной геоморфологический фон его определяется двумя типами мегарельефа — равнинным и горным. Первый развит в основном в западной части территории Республики, относящейся к восточной окраине Русской платформы, а второй — в центральной и восточной ее частях, относящихся к герцинской складчатой области Урала. Лишь незначительная крайняя восточная часть последней, непосредственно примыкающая к горам имеет равнинный рельеф (Зауралье). Платформенная и складчатая области разделяются узким Предуральским прогибом (рис. 3).

Платформенная территория Республики Башкортостан (Западная Башкирия) представляет собой полого-волнистую, местами увалистую равнину, приподнятую над уровнем моря на 250–350 м, сложенную с поверхности главным образом осадочными породами пермского возраста. Строение ее рельефа усложняется с запада на восток, достигая наибольшей контрастности и пересеченности в восточной предгорной части Предуральского прогиба, вдоль границы с низкогорьем западного склона Южного Урала. Она состоит из ряда крупных возвышенностей и понижений. К первым относятся Белебеевская возвышенность, Приуральский Общій Сырт и Уфимское плато, а ко вторым — Камско-Бельское и Юрюзано-Айское понижения. Главная река — Белая.

Белебеевская возвышенность является юго-восточной частью более крупной Бугульминско-Белебеевской возвышенности. Она выражена крупным выступом рельефа на юго-западе Башкортостана, простирающимся с северо-запада (от р. Ик, левого притока р. Камы) на юго-восток (до границы с Общим Сыртом). Вершинная поверхность ее полого-волнистая, платообразная, ограниченная местами ступенчатыми и крутыми склонами. Средние абсолютные отметки возвышенности 300–400 м. Крупный левый приток р. Белой — р. Дема разделяет возвышенность на две части: северо-западную (собственно Белебеевскую, максимальная абсолютная отметка 420 м) и юго-восточную (Стерлибашевско-Федоровскую, максимальная абсолютная высота 481 м). Вместе они нередко называются Белебеевско-Стерлибашевской возвышенностью. На ней зарождаются и протекают по ее склонам левобережный приток р. Камы — р. Ик и многочисленные левобережные притоки р. Белой — реки Сюнь, База, Чермасан, Дема, Уршак, Куганак, Стерля, Ашкадар и др. На Белебеевской возвышенности находятся самые крупные озера Южного Предуралья — Аслыкуль

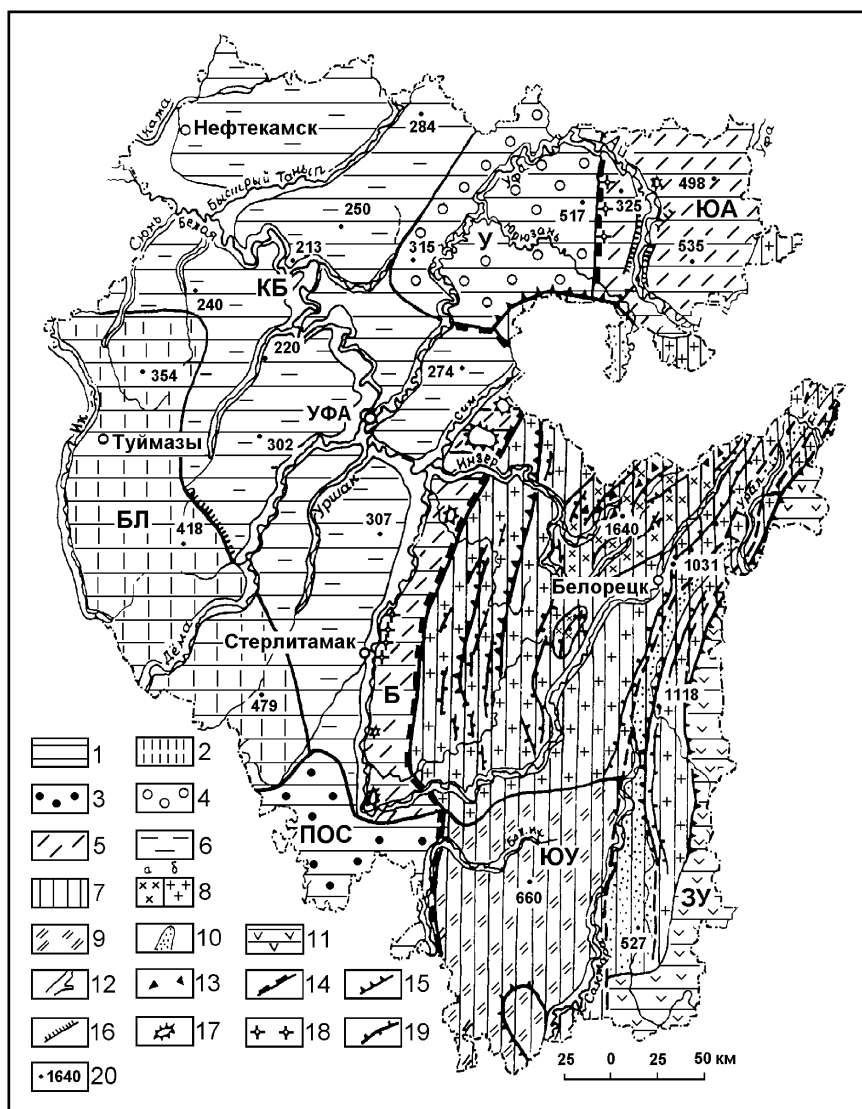


Рис. 3. Геоморфологическая карта Башкортостана

Восточная часть Русской равнины (1); 2 – Белебеевская возвышенность (БЛ); 3 – возвышенность Приуральского Общего Сырта (ПОС); 4 – Уфимское плато (У); 5 – предгорные равнины: Юрюзано-Айская (ЮА), Бельская (Б), 6 – Камско-Бельское понижение (КБ). *Южно-Уральские горы* (7): 8а – среднегорье с абсолютными высотами выше 1000 м (до 1640 м), 8б – низкогорье с абсолютными высотами от 500 до 1000 м; 9 – Южно-Уральское плоскогорье (ЮУ); 10 – внутригорные понижения. 11 – Зауральский пенеблен (ЗУ); 12 – долины наиболее

(абсолютная высота 204 м) и Кандрыкуль (абсолютная высота 164 м). В строении ее участвуют казанские, уфимские и кунгурские породы пермской системы. Они включают прослои водорастворимых осадков (известняки, мергели, гипсы и др.), с которыми связаны многочисленные проявления поверхностного и подземного карста.

Возвышенность Приуральского Общего Сырта образует широтное Сакмаро-Бельское междуречье на крайнем юге Западной Башкирии; по нему проходит главный водораздел Южного Предуралья между бассейнами рек Белой и Урала. Вершинная поверхность возвышенности имеет полого увалистый валообразный характер, средние высоты ее составляют 300–380 м, увеличивающиеся в восточном направлении, к горам западного склона Южного Урала до 400–500 м, где рельеф возвышенности более пересеченный, грядово-холмистый. Северный склон ее круче и уже южного, расчленен многочисленными левыми притоками р. Белой (Иртюбяк, Ужи, Меню, Кривля, Бальза, Мелеуз и др.). Сложен Общий Сырт терригенными, карбонатными и галогенными породами пермского возраста и характеризуется широким развитием карста. Более молодые преимущественно терригенные породы мезозоя (триас, юра, мел) и кайнозоя (палеоген, неоген) имеют ограниченное распространение; они встречаются главным образом в эрозионно-карстовых и грабенообразных тектонических впадинах.

Уфимское плато находится на севере Башкортостана. Оно представляет собой вытянутую по меридиану, сужающуюся и понижающуюся с юга на север возвышенность. Абсолютные высоты ее в среднем составляют 380–460 м, а отдельные вершины достигают 500 м и более (максимальная высота — 517 м). Поперечный профиль плато резко асимметричный: его осевая водораздельная линия сильно приближена к крутому восточному склону, выраженному четким уступом рельефа относительной высотой 100–150 м, обращенным на восток к Юрюзано-Айской депрессии Предуральского прогиба. Западный склон, широкий и пологий, плавно сливается с Прибельской увалисто-волнистой равниной Камско-Бельского понижения. Плато расчленено глубокими,

крупных рек с комплексом плиоценовых и четвертичных террас; 13 — районы распространения гольцовых террас и курумов (каменные реки). 14–18 — отдельные формы рельефа: 14 — уступы рельефа, обусловленные изгибами слоев горных пород, 15 — уступы рельефа, обусловленные разрывными нарушениями, 16 — денудационные уступы, 17 — эрозионно-денудационные останцы, 18 — изолированные возвышенности рифовых массивов. 19 — осевые линии наиболее крупных хребтов; 20 — абсолютные отметки рельефа (м)

узкими, часто каньонообразными долинами рек Уфа, Ай, Юрюзань и др. Они врезаны в толщу карбонатных пород нижнепермского возраста, что обусловило широкое развитие здесь карста.

Камско-Бельское понижение занимает центральную часть Западного Башкортостана со средними абсолютными высотами 100–250 м. Оно вытянуто с северо-запада на юго-восток и в целом повышается в том же направлении. По всему периметру, за исключением северо-западной прикамской части, оно окружено платформенными возвышенностями — Белебеевской на юго-западе, Приуральским Общим Сыртом на юге, Уфимским плато на севере и низкогорьем западного склона Южного Урала на востоке. В осевой зоне понижение пересекается главной рекой Башкирии — Белой и ее притоками.

Левобережные Бельские притоки многочисленны (реки Стерля, Ашкадар, Куганак, Уршак, Дема, Кармасан, Чермасан, База, Сюнь и др.), текут в общем северо-северо-восточном направлении. Разделяющие их пониженные междуречья имеют уплощенный полого-увалистый характер с абсолютными отметками 110–200 м. Сложено левобережье в основном кунгурскими и уфимскими породами с присутствием в их составе прослоев гипсов и известняков, являющихся причиной сильной закарстованности территории. Плиоценовые и четвертичные осадки выполняют погребенные миоценовые и раннеплиоценовые врезы — палеодолины Белой и ее крупных притоков и современные долины этих рек.

Правобережная часть Камско-Бельского понижения имеет более разнообразный и пересеченный рельеф, особенно в восточном предгорном участке Бельской равнины. Средние высоты правобережья 150–280 м, отдельные положительные формы рельефа (гряды, останцы и др.) местами достигают и превышают 350–400 м.

Характерной особенностью рельефа правобережной территории являются эффектные горы-одиночки в районе г. Стерлитамака (шиханы Юрматау, Куштау, Шахтау, Тратау), образованные выведенными на поверхность нижнепермскими рифовыми известняками, а также цепочка изолированных гор и хребтиков на участке от р. Сим на севере до широтного колена р. Белой на юге, сложенных терригенными грубообломочными породами перми и нижнего триаса (горы Бака, Ману, Магаш, Курбантау, Зиргантау, Бугульчанская и др.).

Краевую восточную часть Камско-Бельского понижения пересекают нижние отрезки рек, зарождающихся в соседней горной части Башкирии (реки Нугуш, Селеук, Зиган, Усолка, Зилим, Сим с притоками Инзер, Курт, Лемеза и др.). Участок к западу от р. Сим образует междуречье Сима и нижнего течения р. Уфы. Оно имеет равнинный полого-выпуклый увалистый рельеф, расчлененный левобережными

притоками р. Уфы — реками Салдыбаш, Лобовка, Таушка, Юрмаш и др. Его средние высоты составляют 150–200 м (максимальные до 270 м). В районе г. Уфы и западнее до г. Бирск рельеф правобережья холмисто-увалистый. Столица Башкортостана г. Уфа расположена на плоском платообразном возвышении рельефа с крутыми склонами, ограниченном с запада, юга и востока долинами рек Уфы и Белой («Уфимский полуостров»). К западу от меридиана г. Бирск правобережная часть Камско-Бельского понижения заметно расширяется, достигая наибольшей выравненности в углу, образованном слиянием р. Белой с р. Камой. Эта низменная равнина с общим уклоном к Белой и Каме, ее центральная и южная части заняты бассейном крупного Бельского притока — р. Быстрый Танып, а северная принадлежит бассейну Камского притока р. Буй.

Широкое распространение карстовых форм рельефа на территории Камско-Бельского понижения составляет ее характерную геоморфологическую особенность.

Юрюзано-Айское понижение находится на северо-востоке Башкортостана в пределах Предуральского прогиба; оно граничит на западе с Уфимским плато, на востоке с низкорьем Уфимского амфитеатра, а на юге с хребтами Баш-Таш и Каратау, северная граница понижения находится за пределами Республики. Понижение представляет собой холмисто-увалистую и грядово-волнистую приподнятую равнину, вытянутую в меридиональном направлении. Рельеф ее усложняется и повышается с запада на восток и с севера на юг — в сторону Уральских гор. Главные реки понижения — Ай и Юрюзань. Первая пересекает его по диагонали с юго-востока на северо-запад, вторая протекает на крайнем юге также с юго-востока на северо-запад. Самая низкая и наиболее выровненная часть понижения расположена вдоль подножия Уфимского плато, от которого отделена крутым меридиональным уступом рельефа высотой до 100–150 м. Она освоена долиной р. Картья-Мелекесс, с несколькими озерными расширениями, заполненными континентальными глинистыми отложениями олигоцен-миоценового, плиоценового и четвертичного возраста. В ряде пунктов от уступа отходят выступы нижнепермских рифовых известняков, имеющих форму куполовидных массивов с плоской вершиной. Местами они отделены от Уфимского плато узкими долинами и превращаются в изолированные горы-одиночки. Это так называемые Дуванские рифы (горы Большая и Малая Тастуба и др.). В западной части понижения распространен погребенный и поверхностный карст в гипсоносных кунгурских отложениях (Улькундинский и Митрофановский участки). Центральная (средняя) часть Юрюзано-Айского понижения характеризуется

грядовым рельефом, обязанным существованию здесь нескольких протяженных асимметричных складок субмеридионального простирания, сложенных артинскими, кунгурскими и, частично (на крайнем востоке), каменноугольными отложениями (Месягутовская, Юкаликулевская, Душембековская, Лаклинская и др.). В северном направлении в бассейнах рек Б. и М. Ик они затухают и сменяются монолитными возвышенными платообразными массивами (с максимальными высотами 496–530 м), в строении которых большое место занимают артинские «белокатайские» конгломераты.

Рельеф горно-складчатой территории Башкирского Урала.

К Южному Уралу приурочен самый крупный по площади и второй по высоте район современного Уральского горного пояса. Его ширина достигает максимума на широте г. Аши и составляет почти 190 км. К северу и югу отсюда происходит сужение Южноуральских гор соответственно до 40–50 км. Протяженность горного рельефа на Южном Урале около 520 км. Средние абсолютные высоты гор — 700–1000 м, высшая точка г. Ямантау — 1640 м над уровнем моря.

По строению рельефа Южный Урал разделяется на два района — большой 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, следующие друг за другом, либо кулисообразно заходящие друг на друга. Цепи ориентированы в общем субмеридиональном и меридиональном («уральском») направлении и разделены межгорными понижениями, освоенными продольными речными долинами; каждый хребет цепи от соседнего отделен поперечными субширотными и широтными долинами. В совокупности долины образуют характерную для Южного Урала решетчатую речную сеть.

В пространственном расположении Южноуральских гор исключение составляет Каратауский горный массив, хребты которого (Каратау — максимальная абсолютная высота 691 м, Аджигардак — 734 м, горы Воробьиные — 623 м и расположенные южнее хребет Гребень — 657 м, горы Березовая — 665 м, Лавки — 829 м и хребет Амшар — 947 м) образуют уникальный для Южного Урала ансамбль субширотных и широтных («антиуральских») и дугообразных хребтов и возвышенностей.

Среди крупных хребтов «уральского» простирания следует отметить Алатау (845 м), Калу (858 м), Зильмердак (909 м), Зигальга (1427 м),

Белягуш (934 м), Нары (1327 м), Б. Шатак (1271 м), Уварся (1080 м), Юша (1116 м), Машак (1183 м), Кумардак (1138 м), Бакты (1037 м), Аваляк (1291 м), Ягодный (1205 м), Крака (1048 м), Уралтау (1068 м), Ирендык (987 м), Крыкты (1118 м), Куркак (1008 м). В северной части западного склона Башкирского Урала находятся самые высокие горные массивы Южного Урала — Ямантау (1640 м) и Иремель (1586 м), вершинная поверхность которых осложнена грядами субширотного простирания. Наиболее протяженный хребет 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 хребтом Южного Урала: его средние абсолютные отметки составляют 700–900 м, а среднегорный рельеф с высотами, превышающими 900–1000 м и более, находится на западном склоне и приурочен в основном к крупной положительной тектонической структуре — Башкирскому поднятию.

К западному склону приурочена разветвленная речная сеть Южного Урала, принадлежащая бассейнам правобережных притоков р. Белой (Уфа, Ай, Юрюзань, Сим, Лемеза, Б. и М. Инзер, Катав, Зилим, Усолка, Зиган, Нугуш и др.) и правобережному притоку Урала — р. Сакмарю и ее притокам (рекам Куруил, Касмарка, Б. 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 (выше 1000–1100 м) несут на себе яркие свидетельства проявления морозной альтипланаии в виде гольцовых террас и каменных россыпей, дающих начало «каменным рекам» — курумам (например, на массиве г. Иремель, хр. Таганай и др.).

Вследствие выравниваемости 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, Б. и М. 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 его отличается сильной выравненностью, 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 превышают 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 Ирндык, Крыкты и Куркак, принадлежит Магнитогорскому синклинорию, сложенному осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами палеозойского возраста. На западе она граничит с межгорным понижением, отделяющим ее 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.

Рельеф восточной предгорной зоны и Зауральского пенеппена.

К востоку и северо-востоку от горной цепи Ирндык — Крыкты — Куркак расположена узкая меридиональная полоса грядово-сопочного рельефа восточного предгорья Южного Урала, сменяющаяся далее к востоку обширными равнинными пространствами Зауральского пенеппена 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 Бугалагыр, 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 Миндяк, Мал. Кизил, Янгелька, Бол. Кизил с притоком Худолаз, Бол. Уртазымка и др.).

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

К востоку от предгорной озерной полосы расположена область Зауральского пенеплена. В границы Башкортостана Зауральский пенеплен заходит отдельными небольшими участками. 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 уцелевшей от размыва мезозойской и палеогеновой коры выветривания. Речная сеть пенеплена представлена в основном левыми притоками р. Урал (реки Гумбейка, Зингейка, Б. Караганка) и многочисленными левыми притоками р. Тобол, имеющими общий сток в восточном направлении (Увелька, Уй, Тогузак, Карталыаят, Карагайлыаят, Синтасты и др.).

2.4. Геолого-тектоническое строение

В геологическом строении Башкортостана участвуют породы широкого возрастного диапазона: от архейско-раннепротерозойских до неогеновых и четвертичных включительно. На исследуемой территории выделяются следующие крупные структурные элементы земной коры (с запада на восток): юго-восточная часть Восточно-Европейской (Русской) платформы, Предуральский прогиб и принадлежащие герцинской Уральской складчатой области Западно-Уральское поднятие и Магнитогорский прогиб (мегасинклинорий) (рис. 4).

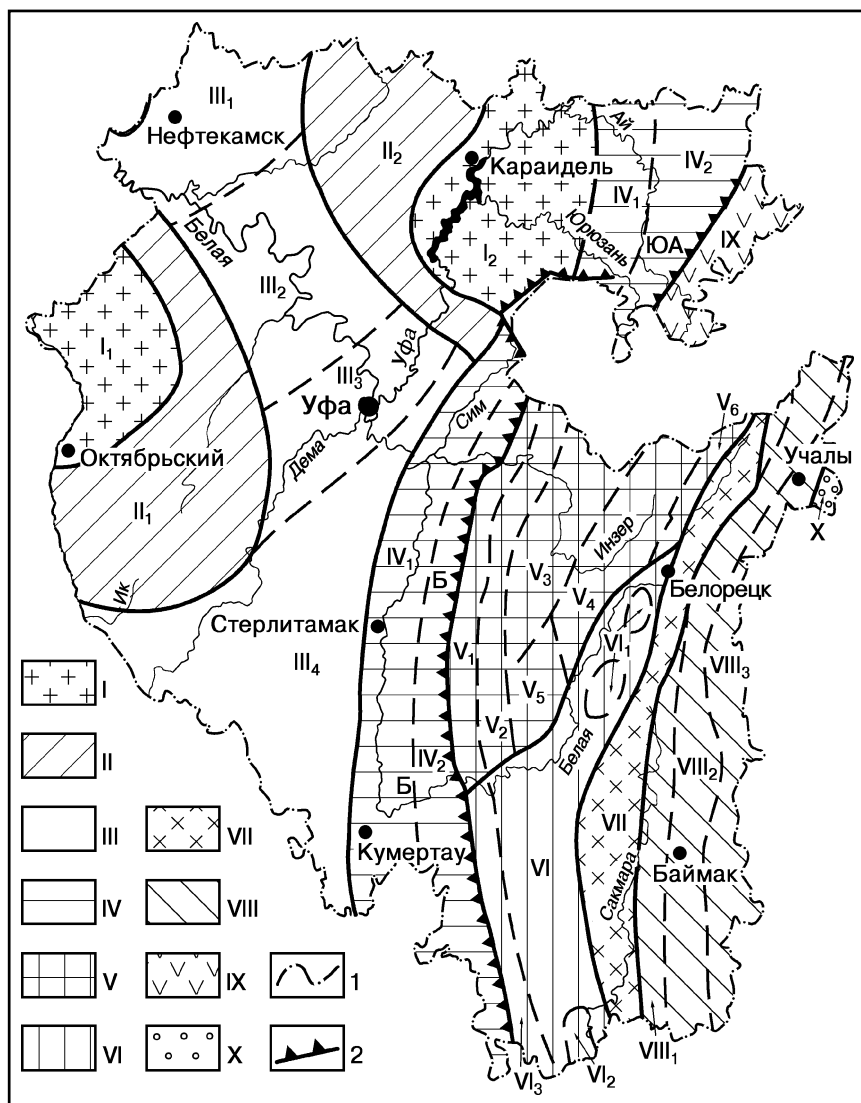


Рис. 4. Схема тектонического районирования Республики Башкортостан

I–III – восточная окраина Русской платформы: I – крупные поднятия, своды (I₁ – Южно-Татарский, I₂ – Башкирский); II – краевые зоны, склоны сводов (II₁ – Южно-Татарского, II₂ – Башкирского); III – погруженные зоны, впадины (III₁ – Верхнекамская, III₂ – Бирская, III₃ – Благовещенская, III₄ – Юго-восточный склон платформы). IV – Предуральский краевой прогиб (IV₁ – внешняя зона, IV₂ – внутренняя зона): ЮА – Юрюзано-Айская депрессия, Б – Бельская депрессия. V–X – складчатая область Южного Урала: V – Башкирское поднятие (V₁ – внешняя

2.4.1. Платформенная часть Республики

Платформенная часть Республики соответствует Волго-Уральской антеклизе. Она образована глубоко залегающими магматическими и метаморфическими образованиями фундамента архейско-раннепротерозойского возраста, выше которого располагается осадочный платформенный чехол, сложенный рифейскими, вендскими, палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими породами. Рифейские, вендские и палеозойские (за исключением пермских) отложения залегают на различных глубинах от поверхности и непосредственного участия в строении последней не принимают. Мезозойские отложения распространены фрагментарно, встречаются отдельными разобщенными участками в основном в южной части Западного Башкортостана, на Сакмаро-Бельском междуречье и на юге восточного склона Южного Урала. Кайнозойские дочетвертичные осадки распространены ограниченно, отдельными пятнами в Бельской части Предуральского прогиба, на Уфимском плато. Неогеновые отложения распространены в долинах крупных рек и их притоков. Четвертичные отложения развиты широко по всей территории, представлены различными генетическими типами пород (элювий, делювий, озерные отложения, почвы и др.). Общее представление о стратиграфии платформенной части Башкортостана дает рисунок 5.

Мощность осадочных пород Западного Башкортостана закономерно увеличиваются с запада на восток, в сторону Урала. Максимальная мощность рифейско-вендских отложений установлена в области перикратонного погружения платформы в Предуральском прогибе — до 12 км. Суммарная мощность палеозойских (D, C, P) отложений составляет 4500—5000 м, а на участках широкого развития карбонатных, гипсовых и соленосных пород — до 7000 м. Отложения мезозоя на большей части Западного Башкортостана практически отсутствуют вследствие размыва, а уцелевшая местами часть их имеет незначительную мощность. Кайнозойские отложения имеют суммарную мощность до нескольких десятков метров, редко — до первых сотен метров.

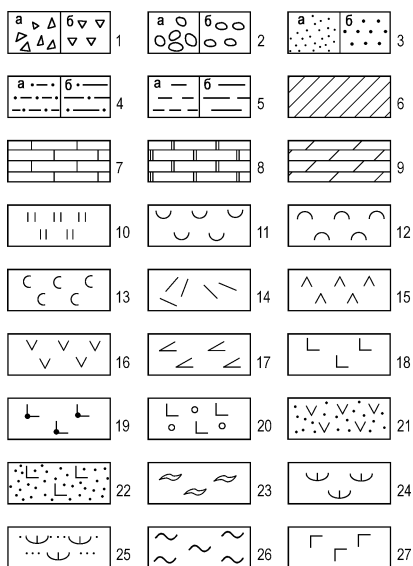
зона складчатости, V₂ — Алатауский антиклинорий, V₃ — Инзерский синклиний, V₄ — Ямантауский антиклинорий, V₅ — Юрматинский антиклинорий, V₆ — Белорецко-Златоустовский антиклинорий), VI — Зилаирский синклиний (VI₁ — Кракинское поднятие, VI₂ — Сакмарское поднятие, VI₃ — Икско-Сакмарская зона складчатости), VII — Уралтауское поднятие («антиклинорий»), VIII — Магнитогорский прогиб (мегасинклиний), VIII₁ — Присакмаро-Вознесенский синклиний, VIII₂ — Ирендыкское поднятие («антиклинорий»), VIII₃ — Магнитогорский синклиний, IX — Уфимский амфитеатр, X — Восточно-Уральское поднятие. 1 — граница РБ; 2 — граница платформенной и складчатой областей

Система	Отдел	Ярус	Индекс	Геологический разрез	Мощность, м	Характеристика пород	
Неоэоценовая			Q		1-50	Глины, суглинки, супеси, пески, в основании - галечники	
			N ² -Q ₁		58-150	Глины, пески, галечники	
Пермская	Верхний	Татарский	P _{2t}		60-250	Песчаники, аргиллитоподобные глины, известняки, мергели с линзами и прослоями медистых песчаников	
			P _{2kz}		160-200	Верхний подъярус: доломиты, известняки и мергели с линзами и прослоями гипса и ангидрита Нижний: глины и песчаники с прослоями известняков	
		Уфимский	P _{2u}		70-380	Песчаники, глины, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, реже мергели, известняки (шешинский горизонт) Мергели, доломиты, известняки, реже гипсы, аргиллитоподобные глины (соликамский горизонт)	
			P _{2k}		75-1000	Гипсы, ангидриты с редкими прослоями доломитов, мергелей, каменной соли. Вдоль Уфимского плато – брекчиевидные известняки с прослоями мергелей и глин (иреньский горизонт)	
		Нижний	Кунгурский	P _{1k}		85-100	Доломиты с прослоями ангидритов (филипповский горизонт)
	P _{1a}				70-350	Известняки, доломиты с прослоями глин, кремней и пропастками ангидритов (на западе)	
	Средний		Селькупский	P _{1s}		60-300	Известняки и доломиты
		P _{1as}			50-200	Известняки и доломиты	
	Каменноугольная	Верхний	Средний	C _{2,3}		150-600	Известняки и доломиты с прослоями мергелей, гипсов и сланцев
				C _{1,8}		300-500	Известняки и доломиты с прослоями кремней и аргиллитов
Нижний		Визейский	C _{1,v}		5-130	Глины, аргиллиты глинистые сланцы, песчаники и алевролиты	
			C _{1,t}		100-150	Известняки и доломиты с прослоями глинистых сланцев и песчаников; каменный уголь (в карстовых понижениях)	
Девонская	Верхний	Фаненский	D _{3fm}		15-500	Известняки и доломиты с прослоями аргиллитов, мергелей и линзами кремней	
			D _{3f}		25-130	Известняки, доломиты с прослоями аргиллитов, глинистых сланцев и стяжениями кремней (верхнефаненский подъярус)	
	Средний	Живетский	D _{2zv}		15-150	Песчаники, алевролиты и аргиллиты (староскольский горизонт)	
			D _{2z}		13-85	Известняки с прослоями мергелей, глинистых сланцев и кремнистых пород (афонинская, чешская свиты)	
			D _{2ef}		0-20	Переслаивание песчаников, алевролитов, глин, доломитов, известняков (койвинская и бйская свиты)	
Нижний	Эффельский	D ₁		25-140	Известняки с редкими прослоями доломитов, в подошве – песчаники		
		D ₁		0-500	Песчаники с прослоями аргиллитов и доломитов		
Венд		V		0-1500	Аргиллиты, алевролиты, песчаники		
Рифей		р		0-3000	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, доломиты, известняки, с дайками габро-диабазов в нижней части		

Рис. 5.
Стратиграфическое положение карстующихся пород в башкирской части Волго-Уральской антеклизы Русской платформы

**Условные обозначения
к стратиграфическим колонкам**

1–27 – породы: 1 – щебень (а), брекчия (б), 2 – гальки (а), конгломераты (б), 3 – пески (а), песчаники (б), 4 – алевриты (а), алевролиты (б), 5 – глины (а), аргиллиты (б), 6 – суглинки, 7 – известняки, 8 – доломиты, 9 – мергели, 10 – яшмы, 11 – гипсы, 12 – ангидриты, 13 – каменная соль, 14 – риолиты, 15 – дациты, 16 – андезиты, 17 – андезито-базальты, 18 – базальты, 19 – трахибазальты, 20 – вариолиты, 21 – туфы среднего состава, 22 – туфы основного состава, 23 – лавобрекчии, 24 – туффиты, 25 – туфопесчаники, 26 – сланцы, 27 – габбро-диабазы



Тектоническими элементами платформенной части Башкортостана, выделяемыми по глубине залегания фундамента, являются крупные структуры второго порядка — поднятия или своды и погруженные зоны или впадины. К первым относятся заходящие на территорию Башкирии с запада южная часть Татарского свода, часто называемая Южно-Татарским сводом, и заходящая с севера южная часть Пермско-Башкирского свода, называемая Башкирским сводом (см. рис. 4).

Южно-Татарский свод расположен на западе Башкортостана и представлен Альметьевским (или Бугульминско-Альметьевским) выступом кристаллического фундамента. Кристаллический фундамент свода вскрыт скважинами на глубине 1500–1800 м (абсолютные отметки минус 1540–1600 м) [Тайц, Голубев, 1974] и перекрыт осадочным чехлом палеозоя. На склонах свода фундамент погружается под позднепротерозойские осадочные образования (рифей, венд), последние, в свою очередь, перекрываются палеозойскими толщами.

На своде и его склонах широко развиты дизъюнктивные нарушения. Разломы образуют линейные зоны, осложненные локальными складками в палеозойских породах (Туймазинско-Бавлинская дислокация с Бавлинской, Александровской и Туймазинской структурами). В девонских отложениях чехла свода выявлены узкие грабенообразные прогибы значительной протяженности (Шарано-Туймазинский, Серафимовско-Чекмагушевский и др.). Наиболее высокое положение

палеозойские породы занимают в Белебеевско-Шкаповском районе (Шкаповское поднятие).

Южно-Татарский свод граничит на северо-западе Башкирии с Верхне-Камской впадиной, на востоке — с юго-восточным склоном платформы и Камско-Бельской впадиной и на юге — с Серноводско-Абдулинской впадиной.

Башкирский свод находится в северной части Башкортостана, вытянут в меридиональном направлении, параллельно граничащему с ним с востока Предуральскому краевому прогибу. В пределах Башкортостана фундамент опущен на большую глубину — до минус 7500 м [Тайц, Голубев, 1974]. По додевонским и каменноугольным отложениям здесь выделено поднятие, получившее название собственно Башкирского свода. Свод асимметричен, его восточное крыло круче западного. Свод граничит на востоке с Юрюзано-Айской депрессией Предуральского прогиба по Дуванскому разлому, на юге — с Каратауским структурным комплексом и Красноключевским разломом, а на юго-западе и западе ограничен Бирской седловиной и Верхне-Камской впадиной по Таныпскому разлому [Юсупов, Яруллин, Ишерская, 1974].

На Башкирском своде по девонским и каменноугольным отложениям выявлен ряд локальных поднятий (Кушкульское, Красноключевское, Кизгановский, Бурцевский и Орьбашевский выступы), образующих крупную положительную структуру Кушкульско-Кизгановско-Орьбашевский вал.

В структуре артинских отложений Башкирский свод представляет собой крупное асимметричное поднятие — Уфимский плакантиклинал, осложненное отдельными локальными структурами типа брахиантиклиналей, валов и прогибов Уфимского плато.

Камско-Бельская впадина, разделяющая Южно-Татарский и Башкирский своды, выполнена рифейско-вендскими (бавлинскими) и палеозойскими отложениями. По структуре фундамента и бавлинских образований она соответствует Калтасинско-Бирскому авлакогену. В современном рельефе Камско-Бельской впадине фундамента соответствует обширное одноименное понижение земной поверхности, освоенное нижним течением р. Белой и рядом ее крупных притоков (см. рис. 3).

Центральную часть Камско-Бельской впадины занимает Бирская седловина. В ее осевой зоне кристаллический фундамент приподнят до максимальной абсолютной отметки минус 3000 м. Седловина ограничена со стороны Южно-Татарского и Башкирского сводов разломами. Девонские и каменноугольные отложения в Бирской

седловине сильно дислоцированы, образуют локальные поднятия и валы северо-западного простирания.

В расположенной к северо-западу от Бирской седловины Верхне-Камской впадине кристаллический фундамент залегает на абсолютных отметках минус 7000–8000 м и ограничен крупными разломами.

На юго-востоке Бирская седловина соседствует с Благовещенской впадиной фундамента. Она также имеет дислоцированный чехол палеозойских отложений, в ее пределы заходят юго-восточные окончания валов, выделенных в Бирской седловине, и северо-восточные окончания грабенообразных прогибов, развитых на склоне платформы, — Сергеевско-Демского, Тавтиманово-Уршакского и др.

Характерной структурно-фациальной особенностью верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Камско-Бельской впадины служит существование в ее пределах Актаныш-Чишминского и Шалымского прогибов, входящих составной частью в крупную протяженную Камско-Кинельскую систему некомпенсированных прогибов.

В палеозойском чехле Западной Башкирии широко развиты известняки, а также гипсы и ангидриты пермского возраста, обуславливающие широкое распространение карста.

Предуральский краевой прогиб занимает промежуточное (переходное) положение между Русской платформой и Уральской складчатой областью. Он представляет собой протяженную линейную структуру синклинального типа, вытянутую параллельно складчатому Уралу и закономерно усложняющуюся в структурном отношении в восточном направлении. Прогиб состоит из отдельных впадин или депрессий, разделенных узкими поднятиями и седловинами. Он имеет асимметричное строение: его западный борт, образующий внешнюю зону прогиба, более пологий, чем восточный. Наиболее погруженная центральная часть прогиба отделяет западный борт от восточного и вместе с последним образует внутреннюю зону прогиба. Стратиграфический разрез Предуральского прогиба показан на рис. 6.

На территорию Башкирии с севера заходит южная часть Юрюзано-Сылвинской депрессии, часто называемая Юрюзано-Айским прогибом. Выступ Каратауского структурного комплекса отделяет ее от расположенной южнее Бельской депрессии. Архейско-раннепротерозойский фундамент в Юрюзано-Айской депрессии погружается с запада на восток от 3 до 8 км, а в Бельской — от 9 до 12 км.

Внешняя зона Юрюзано-Айской депрессии характеризуется развитием рифовых построек нижнепермского возраста в пограничной с платформой зоне и относительно неглубоким залеганием

Система		Отдел	Ярус	Индекс	Геологический разрез	Мощность, м	Характеристика пород
Неогеновая	Чувашский			Q		до 140	
				N ₂		0–200	Глины песчанистые, суглинки с линзами галечника и песка
				N ₁		50–260	Глины с прослоями мергелей, конгломератов
				P		15–32	Глины, опоки, пески глауконитовые
				K		5–100	Глины, пески, желваки фосфорита, мергели, мел, опоки
Триасовая				J ₂₋₃		50–140	Глины, алевролиты с прослоями и линзами галечников, песков
				T ₁		40–700	Глины, пески, алевролиты, песчаники, галечники, конгломераты
				P _{2k}		50–150	Аргиллиты, песчаники, мергели, конгломераты; песчаники с прослоями известняков, гипсов и ангидритов, иногда линзы каменной соли
				P _{2kz}		0–900	Песчаники с редкими прослоями аргиллитоподобных глин и известняков
				P _{2u}		70–500	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, в нижней части мергели. Характерна загипсованность пород
Пермская	Пермская	Пермская	Пермская	P _k		55–2200	Гилсы, ангидриты, каменные соли с прослоями доломитов, песчаников и аргиллитов (иренский горизонт). Доломиты и ангидриты, в нижней части известняки (филлиповский горизонт)
				P ₁		600–4000	Переслаивание мергелей, аргиллитов и глин с прослоями песчаников, конгломератов и известняков. В осевой части Предуральского прогиба – глинистые, кремнистые или битуминозные известняки и мергели с прослоями аргиллитов
				C ₃		25–150	Известняки и доломиты с прослоями мергелей, кремней и сланцев
Каменноугольная	Каменноугольная	Каменноугольная	Каменноугольная	C ₂		250–450	Известняки, доломиты, мергели, аргиллиты и песчаники (московский ярус) Известняки и доломиты (башкирский ярус)
				C ₁		350–550	Известняки с прослоями доломитов (серпуховский ярус) Известняки и доломиты, в основании аргиллиты и алевролиты, мергели (авзякский и турнейский ярусы)
				D _{3fm}		15–550	Известняки и доломиты с редкими прослоями аргиллитов, мергелей и линзами кремней
				D _{3f}		130–280	Известняки, доломиты, алевролиты, аргиллиты, мергели
				D _{2v}		80–240	Известняки глинистые с прослоями аргиллитов и мергелей
Девонская	Девонская	Девонская	Девонская	D _{1ef}		7–85	Известняки с прослоями сланцев, песчаники с прослоями конгломератов
				S		до 450	Алевролиты, аргиллиты, песчаники, травертиты с прослоями доломитов и известняков
				O		до 100	Песчаники, конгломераты с прослоями доломитов
Силурский	Силурский	Силурский	Силурский	PR ₃			Аргиллито-алевролитовые породы с линзами песчаников

Рис. 6.
Стратиграфическое положение карстующихся пород в Предуральском краевом прогибе

Условные обозначения см. на рис. 5

каменноугольных и девонских отложений. Часть рифовых массивов выражена в современном рельефе в виде гор-одиночек (Дуванский, Тастубинский и др.). Они приурочены к западному флексуорообразному перегибу артинских слоев прогиба. В восточном направлении рифовые массивы Дуванского типа сменяются полосой куполовидных поднятий и далее — областью развития брахиантиклинальных и гребневидных складок нижнепермских отложений, с крутыми западными и более пологими восточными крыльями; складки узкие, осложнены надвигами, а разделяющие их синклинали отличаются значительной шириной [Сенченко, 1976]. В центральной и внешней зонах прогиба закартирован целый ряд таких складок северо-северо-восточного и меридионального простирания (Месягутовская, Юкаликулевская, Кигинская, Лаклинская, Ногушинская, Белокатайская, Апутовская, Сосновская и др.).

Бельская депрессия Предуральяского прогиба протягивается вдоль западного склона Южного Урала на юг от Каратауского комплекса на севере до границы Башкирии и продолжается далее на юг до слияния с южным периклинальным погружением Урала и Прикаспийской синеклизой. Западная граница депрессии совпадает с западной полосой распространения нижнепермских рифовых массивов, образующих протяженную почти меридиональную цепочку. Часть рифов обнажена и выступает в рельефе в виде характерных гор-одиночек (Змеиная, Липовая, Казарменный Камень, Стерлитамакские шиханы), но большая часть массивов (более 50) находится в погребенном состоянии. Восточная граница Бельской депрессии носит в значительной мере условный характер, ее обычно проводят примерно по границе между нижнепермскими молассовыми отложениями прогиба и карбонатными породами карбона и девона передовых складок Урала [Розанов и др., 1965].

В центральной части Бельской депрессии выполняющие ее осадочные образования подразделяются на три структурных яруса: нижний представлен докунгурскими, пермскими, каменноугольными и более древними отложениями, средний образован галогенной толщей кунгура и верхний — красноцветными породами верхней перми и нижнего триаса. Последние выполняют впадины и мульды между линейными и диапировыми прорывами кунгурских солей, гипсов и ангидритов [Геология СССР, 1964]. В центральной части Бельской депрессии развиты надвиговые нарушения, образующие Николаевско-Воскресенскую, Карлинскую, Кинзебулатовскую и другие антиклинальные структуры. Сложное сооружение представляет собой Шиханское поднятие, имеющее крутые западное и восточное

крылья и свод, увенчанный известняковыми рифовыми массивами Юрак-Тау, Куш-Тау, Шах-Тау и Тра-Тау, вытянутыми в цепочку вдоль западного флексуорообразного борта депрессии.

В Бельской депрессии верхнепермские и нижнетриасовые терригенные отложения образуют так называемую верхнюю красноцветную молассу большой мощности (от 1,5 до 6 км). Более молодые мезозойские и кайнозойские отложения распространены ограниченно и в основном в южной части депрессии. Они участвуют в строении многочисленных карстово-эрозионных и тектонических впадин, «дизъюнктивных мульд» и других форм проявления соляной тектоники и карстового геоморфогенеза.

Особенностью тектоники Предуральского прогиба в целом является возрастающая в восточном направлении роль разрывных нарушений. Структура Предуральского прогиба представляется в виде надвинутых друг на друга с востока на запад тектонических пластин, разграниченных надвигами и смятых в антиклинальные и синклинальные складки [Камалетдинов, 1974 и др.].

2.4.2. Складчатая область Южного Урала

Складчатый герцинский Южный Урал состоит из следующих крупных структур: Башкирское поднятие (антиклинорий), Зилаирский синклинорий, Уралтауское поднятие, Магнитогорский прогиб (мегасинклинорий). На крайнем северо-востоке Республики в ее пределы входят незначительные по площади участки Уфимского амфитеатра и Восточно-Уральского поднятия (см. рис. 4).

Башкирское поднятие (антиклинорий) представляет собой сложно построенную тектоническую структуру антиклинорно-блокового типа, вытянутую субмеридионально. В северном направлении она сужается и постепенно выклинивается за пределами Башкортостана; на западе граничит с Предуральским прогибом посредством узкой (15–25 км) субмеридиональной внешней зоны складчатости, сложенной палеозойскими породами, нарушенными надвигами и смятыми в антиклинальные и синклинальные складки. Только на небольшом участке в районе западного окончания Каратауского надвига Башкирское поднятие непосредственно граничит с Русской платформой. На северо-востоке оно соседствует с Уралтауским поднятием, в восточной и юго-восточной части — с северным (Кракинским) ответвлением Зилаирского синклинория, которое здесь разделяет Башкирское и Уралтауское поднятия. На юге, в междуречье Белой и Бол. Ика

происходит резкое погружение рифейских и нижнепалеозойских пород Башкирского поднятия под мощную толщу девонских и каменно-угольных образований Зилаирского синклинория. Породы антиклинория (рис. 7) смяты в разнообразные складки от брахиформных с плоскими сводами и асимметричными крыльями до линейных и изоклинальных, разбитых дизъюнктивными нарушениями большой амплитуды на отдельные чешуи и блоки. В формировании их важная роль принадлежит надвигам преимущественно меридионального и субмеридионального простиранья. Вместе с тем, в сводовой части Башкирского антиклинория развиты широтные и субширотные разломы.

Самыми крупными структурами, составляющими Башкирское поднятие, являются Ямантауский антиклинорий, Инзерский синклинорий и Каратауский структурный комплекс (в западной части), Белорецкий и Златоустовский комплексы (в восточной). Ямантауский антиклинорий занимает центральную часть Башкирского поднятия, на нем находится высшая точка Башкортостана — г. Ямантау (1640 м).

Каратауский структурный комплекс занимает крайнее северо-западное положение в системе структур Башкирского поднятия и отличается от других субширотным и широтным («антиуральским») простираньем образующих его приподнятых и опущенных блоков. Крупный Ашинский разлом (надвиг со сдвигом) северо-западного простиранья, амплитудой до 2000 м, служит границей между Каратауским структурным комплексом и Предуральским прогибом.

Зилаирский синклинорий имеет четкие границы со смежными с запада и востока положительными структурами в своей самой узкой северной части, где он разделяет Башкирское и Уралтауское поднятия. На широтном междуречье Белой и Бол. Ика Башкирское поднятие круто погружается на юг, вследствие чего Зилаирский синклинорий расширяется на запад и юго-запад до Предуральского прогиба. Синклинорий сложен, наряду с более древними отложениями, широко развитыми образованиями верхнего девона, а также флишевой формацией карбона (рис. 8). Верхнедевонские отложения, выраженные чередующимися слоями граувакковых песчаников, алевролитов, аргиллитов и сланцев, образуют зилаирскую свиту ($D_3\text{fm}-C_1t$) мощностью 3000 м [Стратиграфические..., 1993]. Для пород зилаирского комплекса характерна мелкая интенсивная складчатость и гофрировка слоев. Наряду с этим выделяются крупные антиклинальные и синклинальные складки (Сосновская, Кувалатская и др.), вытянутые в уральском направлении, а также такие положительные структуры, как Кракинские гипербазитовые массивы на севере и Сакмарское поднятие на юго-востоке. Крайняя западная часть синклинория,

АКРОТЕМА	ЗОНОТЕМА	ЭРАТЕМА	СИСТЕМА	ИНДЕКС	ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ	МОЩНОСТЬ, М	ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД	
П Р О Т Е Р О З О И Й	В Е Р Х Н И Й	И	Ф	СРЕДНИЙ — ЮРМАТИНИЙ	R ₁₋₂	1200-1400	Доломиты, известняки, сланцы, прослои алевролитов (бакальская свита. Ямантау-Нугушский район)	
						650-1050	Сланцы глинистые, песчаники, алевролиты, прослои известняков (ошинская свита. Ирмель-Криволюцкий район)	
						2500-2850	Известняки, доломиты, прослои мергелей, сланцы, алевролиты (саткинская свита. Ямантау-Нугушский район)	
						1900-3000	Известняки, доломиты, сланцы, алевролиты (суранская свита. Ирмель-Криволюцкий район)	
						1700-2500	Конгломерато-брекчи, гравелиты, покровы трахибазальтов, песчаники, алевролиты, сланцы, прослои доломитов и известняков (айская свита. Ямантау-Нугушский район)	
						2150	Песчаники и алевролиты-песчаники, прослои доломитов, известняков, сланцев (большинзерская свита. Ирмель-Криволюцкий район)	
						ЮРМАТИНСКАЯ СЕРИЯ	850-1650	Доломиты, известняки, сланцы, алевролиты, песчаники, прослои мергелей (авзянская свита)
							750-1250	Алевролиты, песчаники, сланцы, прослои доломитов (зигазино-комаровская свита. Ямантау-Нугушский район)
							950-1200	Сланцы, алевролиты, прослои известняков, доломитов, песчаников (зигазино-комаровская свита. Ирмель-Криволюцкий район)
							250-400	Песчаники, кварцито-песчаники, прослои конгломератов, алевролитов, сланцев (зигальгинская свита. Ямантау-Нугушский район)
							750-850	Кварцито-песчаники, кварциты, сланцы (зигальгинская свита. Ирмель-Криволюцкий район)
							850	Песчаники, алевролиты, кварцито-песчаники, сланцы, базальты и вариолиты (машакская свита. Ямантау-Нугушский район)
							2800-3300	Конгломераты, песчаники, кварцито-песчаники, алевролиты, сланцы, вариолиты, риолиты, метабазальты, туфы основного состава, туффиты, туфопесчаники. В верхней части прослои известняков (машакская свита. Ирмель-Криволюцкий район)
							1200-2350	Песчаники, алевролиты, сланцы, прослои доломитов и аргиллитов (зильмердакская свита. Ямантау-Нугушский район)
							1050-1450	Песчаники, алевролиты, кварцито-песчаники, кварциты, сланцы, прослои гравелитов, в верхней части – доломитов (зильмердакская свита. Ирмель-Криволюцкий район)
							1215-1480	Известняки и мергели (катавская свита)
							250-800	Песчаники, алевролиты, прослои сланцев (инзерская свита. Ирмель-Криволюцкий район)
							КАРАТАУСКАЯ СЕРИЯ	500-650
						165-350		Известняки, песчаники, алевролиты, прослои сланцев (укская свита)
						250-480		Известняки и мергели (катавская свита)
						480-800		Известняки и мергели (катавская свита)
						1215-2350		Песчаники, алевролиты, сланцы, прослои доломитов и аргиллитов (зильмердакская свита. Ямантау-Нугушский район)
						1050-1450		Песчаники, алевролиты, кварцито-песчаники, кварциты, сланцы, прослои гравелитов, в верхней части – доломитов (зильмердакская свита. Ирмель-Криволюцкий район)
						1215-2350		Песчаники, алевролиты, сланцы, прослои доломитов и аргиллитов (зильмердакская свита. Ямантау-Нугушский район)
1215-2350	Песчаники, алевролиты, сланцы, прослои доломитов и аргиллитов (зильмердакская свита. Ямантау-Нугушский район)							
1215-2350	Песчаники, алевролиты, сланцы, прослои доломитов и аргиллитов (зильмердакская свита. Ямантау-Нугушский район)							
1215-2350	Песчаники, алевролиты, сланцы, прослои доломитов и аргиллитов (зильмердакская свита. Ямантау-Нугушский район)							
1215-2350	Песчаники, алевролиты, сланцы, прослои доломитов и аргиллитов (зильмердакская свита. Ямантау-Нугушский район)							
АШИНСКАЯ СЕРИЯ	100-450	Песчаники и алевролиты кварцевые и полимитовые, редкие и мало-мощные прослои доломитов (зиганская свита. Ямантау-Нугушский район)						
	100-350	Песчаники и конгломераты полимитовые (кужаркауская свита. Ямантау-Нугушский район)						
	150-1100	Песчаники, алевролиты, прослои аргиллитов, гравелитов и конгломератов (басинская свита)						
	100-500	Песчаники, гравелиты, конгломераты, прослои глинистых сланцев (бакевская и урская свиты)						
	200-300	Песчаники, алевролиты, сланцы, тиллитовидные конгломераты (курашлинская свита. Ирмель-Криволюцкий район)						
	400-500	Кварцито-песчаники, сланцы филлитизированные, прослои известняков (криволюцкая свита. Ирмель-Криволюцкий район)						

Рис. 7. Стратиграфическое положение карстующихся пород в верхнепротерозойских образованиях Башкирского поднятия

Условные обозначения см. на рис. 5

Рис. 8.
Стратиграфическое положение карстующихся пород в Западно-Уральской внешней зоне складчатости и Зилаирском синклинии
 Условные обозначения см. на рис. 5

Система		Отдел	Ярус		Геологический разрез	Мощность, м	Х а р а к т е р и с т и к а п о р о д
карт. код	верх. ярус	Ярус	Индикс	Индикс			
			D			10–75	Суглинки, щебнистые образования и и гравийно-галечные отложения
			N			до 46	Глины, алевролиты, галечно-гравийные отложения
Система	Ярус	Индикс	Индикс	Индикс		до 800	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, известняки
						до 1010	Песчаники, аргиллиты, в северных разрезах имеются пласты известняков, в южных – конгломерато-брекчи (нижняя часть зиланчуринского горизонта – западный борт Зилаирского мегасинклиниория) Флишеидное чередование грубозернистых песчаников, аргиллитов, мергелей, известняков (абазановый горизонт – западный борт Зилаирского мегасинклиниория)
						180–600	Известняки, доломиты с линзами кремней, на северо-востоке (восточная часть Уфимского амфитеатра) – песчаники, конгломераты, аргиллиты
						200–500	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки (золотогорская свита, верхняя часть куларчинской свиты – западный борт Зилаирского мегасинклиниория)
						90–420	Известняки, прослоями доломитизированные, с линзами кремней. В северо-восточных разрезах (восточная часть Уфимского амфитеатра) – песчаники с прослоями конгломератов, аргиллитов, алевролитов, известняков
						265–620	Известняки, аргиллиты, алевролиты, песчаники, мелкогалечные конгломераты (нижняя часть куларчинской свиты, рубцовская свита, верхняя часть бухарчинской свиты – западный борт Зилаирского мегасинклиниория)
						40–155	Известняки и доломиты
						77–105	Известняки, окремненные известняки с прослоями алевролитов, аргиллитов, глинисто-кремнистых сланцев (нижняя часть Бухарчинской свиты – западный борт Зилаирского мегасинклиниория)
						40–600	Известняки, доломиты с линзами и прослоями кремней, аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломерато-брекчи известняковые
						700–1225	Чередование аргиллитов и известняков, в нижней части – алевролиты, аргиллиты, кремни, известняковая брекчия (ипкуловская свита – западный борт Зилаирского мегасинклиниория)
						20–115	Известняки и доломиты
						360–600	Аргиллиты, алевролиты, песчаники с прослоями известняков (курульская, мазитовская, ямашинская свиты – западный борт Зилаирского мегасинклиниория)
15–650	Известняки и доломиты, местами с редкими прослоями аргиллитов (лытвинская, кушелтинская, муразаевская, макардовская свиты)						
до 3000	Глинистые сланцы, аргиллиты, алевролиты, полимиктовые песчаники (зилаирская свита)						
80–200	Доломиты и известняки с прослоями аргиллитов и кремнисто-глинистых сланцев (азыньская, меңдымская, доманиковская, саргаевская свиты)						
100–150	Песчаники, известняки, аргиллиты (кыновская, пашийская, челявская, чувовская свиты)						
0–100	Известняки с прослоями мергелей, кремнистых и глинистых сланцев (афонинская свита)						
100–285	Известняки, мергели, песчаники (бийская, койвенская, взвояская, ваняшинская свиты) Песчаники (такатинская свита), известняки, аргиллиты, алевролиты (иргизлинские слои в Зилаирском мегасинклиниория)						
200–400	Известняки, рифогенные известняки						
100–200	Известняки, глинистые известняки (в нижней части), рифогенные известняки						
300–550	Доломиты, песчаные доломиты, глинистые сланцы, углито-глинистые сланцы, известняки с линзами песчаников						
20–100	Конгломераты, песчаники, алевролиты, песчаные доломиты, доломиты						

находящегося южнее широтного течения р. Белой выражена узкой Икско-Сакмарской складчатой зоной (см. рис. 4). Широкое развитие разрывных нарушений (надвиги, сбросы и др.) и преобладающее несоответствие его выровненной топографической поверхности сложному складчато-блоковому строению рельефообразующих пород характерны для всего синклиория.

Уралтауское поднятие. Его синонимом служит Центрально-Уральский или Уралтауский антиклинорий. Оно представляет собой крупное линейное поднятие, вытянутое с ЮЮЗ на ССВ, прослеживающееся от южной до северной границ Башкортостана в виде узкой, но длинной (более 400 км) полосы метаморфизованных протерозойских образований (максютовский и суваянский комплексы). С запада и востока оно ограничено разломами земной коры. В структуре Уралтауского поднятия выделены три крупные антиклинальные складки, следующие одна за другой с севера на юг: Бурангуловская, Уткальская и Присакмарская. Существует представление, что антиклинорий Уралтау состоит из двух тектонических пластин, надвинутых с востока [Камалетдинов, 1974]. В последнее время проводится ревизия представлений о стратиграфическом положении максютовского комплекса и структуре Уралтауского поднятия. Высказывается предположение о более молодом — среднепалеозойском возрасте названного комплекса и сложной чешуйчато-надвиговой структуре общего антиформного строения зоны Уралтау [Пучков, 2000 и др.].

Магнитогорский прогиб (мегасинклиорий) расположен к востоку от миогеосинклинальной зоны Южного Урала и является западной составной частью его эвгеосинклинальной зоны. Граница между ними проходит по крупнейшему в Уральском регионе дизъюнктивному нарушению — Главному Уральскому разлому, по которому эвгеосинклинальная зона оказалась надвинутой на миогеосинклинальную [Камалетдинов, 1974]. В пределы Башкортостана входят западная и центральная часть Магнитогорского прогиба протяженностью до 360 км, и только на крайнем северо-востоке на крайне незначительном по размерам участке территории республики, он граничит с Восточно-Уральским поднятием. Своим северным окончанием прогиб заходит в Челябинскую, а южным — в Оренбургскую и Актюбинскую области. В плане он имеет удлинненную полосовидную форму субмеридионального простирания с резким заострением на севере, где ширина его составляет первые километры и сотни метров, а в районе городов Магнитогорска, Верхнеуральска увеличивается до 100–130 км, затем уменьшается примерно до 70 км на широте города Орска.

В строении прогиба участвуют вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные палеозойские, в основном девонские и каменноугольные, отложения. Мощностъ их возрастает с севера на юг от 6–7 до 10–12 км [Сенченко, 1976]. В Магнитогорском прогибе на юго-западе Республики, в Хайбуллинском районе, распространены мезозойские и кайнозойские континентальные (триас, юра, нижний мел, неоген) и морские (верхний мел, палеоцен) осадки (рис. 9). Они выполняют унаследованные и наложенные тектонические и эрозионно-карстовые понижения. Морские верхнемеловые и палеоценовые отложения отличаются спокойным, близким к горизонтальному, залеганием слоев.

Палеозойские породы Магнитогорского прогиба сильно дислоцированы и характеризуются большой сложностью пликативных и дизъюнктивных нарушений. Вместе с тем в нем достаточно четко выделяются крупные структурные элементы — западное и восточное крылья и осевая часть. Каждая из них осложнена более мелкими структурами антиклинального и синклинального типа и разломами.

В Магнитогорском прогибе выделяются следующие крупные структурные элементы (с запада на восток): Вознесенско-Присакмарский синклинорий, Таналыкский антиклинорий, Ирендыкский антиклинорий, Кизило-Уртазымский и собственно Магнитогорский синклинории, Ахуново-Кацбахский антиклинорий и Кульминский синклинорий [Олли, Романов, 1959; Сенченко, 1976 и др.].

Вознесенско-Присакмарский синклинорий протягивается вдоль западного борта прогиба по границе с Уралтауским поднятием и включает в себя зону Главного Уральского разлома от пос. Верх. Атлян (на севере) до г. Халилово (на юге). На востоке он отделяется от Ирендыкского поднятия Баймакско-Таналыкской депрессией.

Ирендыкское поднятие (антиклинорий) входит в состав западного крыла Магнитогорского прогиба. Структура поднятия рассматривается как крупная моноклираль, наклоненная на восток [Сенченко, 1976 и др.]. В морфологическом обособлении Ирендыкского поднятия от смежных структурно-фациальных зон большую роль играют крупные разломы — Западно-Ирендыкский (на западе) и Западно-Кизильский (на востоке).

Структурным осложнением западного крыла Магнитогорского прогиба служит Баймакское поднятие или Таналыкский антиклинорий.

Центральная наиболее прогнутая часть Магнитогорского прогиба занята Кизильско-Уртазымским и собственно Магнитогорским синклиноориями. К ним приурочены наиболее молодые из присутствующих в данном регионе палеозойских пород — каменноугольные.

Система	Уддел	Индес	Геологический разрез	Мощность, м	Х а р а к т е р и с т и к а п о р о д
несчетвертинный	Юрус	Q		до 30-50	Глины, суглинки с включением щебенистого материала, песчано-гравийно-галечные отложения
		N ₁		18-80	Галечники и гравелистые пески, перекрытые глинами с включением щебня (в карстовых впадинах)
юрская		P		до 30	Пески с тонкими песчаниками, глин и бурых углей (глигоцен), песчаники, слюны, глины (босан)
		K		20-88	Мергели, глины, пески, слюны, галечники (мазастик), кварцевые пески с прослоями глин и пластинами базальта в карстовых депрессиях (альб)
триасовая		J ₁₋₂		100-200	Глины алевроитовые с прослоями галечников и песков (в эрозионно-тектонических впадинах)
		T		60-120 до 200	Глины каолиновые, песчаные охры (хора выветриваеки) Валуново-галечные отложения с глинистым загрогителем, лиазами песков, глин, алевролитов
каменноугольная	верхний	C _{1d}		500	Песчаники полимиктовые-в, известковые аргиллиты, лиазы известняков (караганская толща)
		C _{1k}		200-500	Песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями известняков, мергели (агаповская свита)
		C _{2m}		350-400	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослои известняков и карбонатные брекчи (уртамыская свита)
		C _{2b}		400-600	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослои известняков и доломиты (казьская свита)
		C _{2s}		200	Известняки, реже доломитизированные известняки и доломиты (казьская свита)
		C _{1s}		250-1800	Известняки
		C _{1v}		400-1200	Известняки
		C _{1t}		Базальты, реже андезитбазальты, прослои туфопесчаников, туфокогелмератов и известняков(реховская свита)	
		C _{1v}		600-900	Базальты (диабазы), их туфы, контоуфы и туффиты, прослои туфопесчаников и туфопалеолитов с прослоями известняков в верхней части свиты риколиты, их туфы и туффиты (березовская свита)
		C _{1t}		100	Известняки (свита горы Магнитной)
верхняя	Фрагмен-Самы	D _{1m}		400-600	Грауваковые песчаники, алевролиты, сланцы (зипарская свита)
		D _{1f}		200-350	Полимиктовые гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, бихгерны известняков (пугу-базовая свита)
		D _{1f}		50-100	Кремнистые сланцы, кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты (мукасовская толща)
		D _{2v}		450-2000	Контомераты, песчаники, туфопесчаники, туфобрекчи, аргиллиты, алевролиты (улугурская свита) Лавы и туфы базальтового состава (улугурдская толща)
		D _{2g}		1200-1500	Яшмы (бугульдырская толща)
средняя	Зяфрель-Самы	D _{2g}		200-3000	Базальты, дациты, риколиты их туфы с прослоями яшм, туффиты (карамалыгская свита)
		D _{2e}		200-3000	Лавы, лавобрекчи, туфобрекчи и туфы базальтового и андезитового состава, в нижней части туфопесчаники и туффиты (ирендцкая свита)
		D _{2e}		700-2000	Базальты, андезитдациты, риколиты, прослои яшм, кремнистые туффиты, туфопесчаники, туфопалеолиты (Ваймак-бурибайская свита)
		D _{1p}		150-200	Конглоброкчи, гравелиты, протаники, кремни, глинисто-кремнистые сланцы, известняки (мазковская свита)
нижняя	Ламов-Гулаков	D _{1p}		400-700	Базальты (в основании разреза), венгошюки и пудловский ярус – алевролиты, кремнистые брекчи, углито-глинистые сланцы
		O		1200-1500	Базальты с прослоями кремнистых алевролитов (полковская свита)
ордовикская					

Рис. 9.
**Стратиграфическое по-
ложение карстующихся
пород в Магнитогорском
мегасинклинории**

Условные обозначения см. на рис. 5

2.4.3. Новейшая тектоника

Изучение связи современного рельефа с тектоникой, проводившееся в Башкортостане в 50-е и последующие годы 20-го века (Г. В. Вахрушев, А. П. Рождественский, Ю. Е. Журенко, Н. П. Варламов, И. К. Зиняхина и др.) показало, что новейшие (неогеново-четвертичные) вертикальные движения земной коры имеют здесь неравномерный дифференцированный характер, значительные амплитуды (десятки, сотни, до тысячи метров) и играют определяющую роль в формировании современного тектономорфного рельефа земной поверхности [Рождественский, 1971, 2000].

Крупными неотектоническими структурными элементами платформенной части Республики (Западный Башкортостан) являются хорошо выраженные в строении ее земной поверхности поднятия — своды и понижения — депрессии [Рождественский, 1971 и др.]. Здесь выделены (см. рис. 3): 1) **Белебеевско-Стерлибашевский свод**, занимающий юго-западную часть территории Республики; в современном рельефе он выражен Белебеевской, точнее Белебеевско-Стерлибашевской возвышенностью; 2) **Приуральское Общесыртовское поднятие**, геоморфологически выраженное широтной возвышенностью Сакмаро-Бельского междуречья; 3) **Уфимский свод**, которому в современном рельефе соответствует возвышенность Уфимского плато; 4) **Камско-Бельская** и 5) **Юрюзано-Айская депрессии**. Первая представляет собой обширное понижение рельефа, разделяющее Белебеевско-Стерлибашевский и Уфимский своды. По оси понижения протекает р. Белая на отрезке от места выхода из гор до впадения в р. Каму. Юрюзано-Айская депрессия — крупное меридиональное понижение рельефа на северо-востоке Республики, занятое одноименной предгорной равниной. Она ограничена на западе Уфимским плато, на юге — Каратауским структурным комплексом, на востоке — Уфимским амфитеатром, северная граница находится за пределами Башкортостана.

Депрессии, как и своды, в неотектонический этап участвовали в прерывистом поднятии земной коры, но вследствие дифференцированного и неравномерного характера движений, они отставали от поднятий сводов, и в конечном счете на их месте образовались крупные отрицательные морфоструктуры.

Неотектонические своды и депрессии осложнены многочисленными структурами более высоких порядков — валами, прогибами, локальными поднятиями и др. Они отражены в современном рельефе рисунком гидрографической сети, морфологией и высотами водоразделов и др. Важную роль в новейшем текто- и геоморфогенезе Западной

Башкирии играют дизъюнктивные нарушения, активизация старых и возникновение новых разломов. Амплитуды новейших поднятий на платформе достигают 300–450 м.

Горная территория Башкортостана — новейший Южно-Уральский ороген [Рождественский, 1995, 2000 и др.] — по характеру рельефа и новейшей структуры разделяется на два крупных меридионально вытянутых района — северный и южный. Граница между ними проходит примерно по широтному течению р. Белой.

Большой по площади **северный** район имеет низко- и среднегорный рельеф, представленный меридиональными и субмеридиональными хребтами и разделяющими их межгорными понижениями. К этому району приурочены участки рельефа с высотами, превышающими 1100–1200 м и достигающими 1500–1600 м (максимальные на горных массивах Ямантау — 1640 м, и Иремель — 1554 м) в районе Башкирского поднятия на западном склоне Южного Урала. Особенностью новейшей структуры северного района является ее сводово-блоковый характер. Он выявляется по закономерной связи изменений амплитуд новейших поднятий и абсолютных высот вершинной поверхности рельефа в широтном пересечении от периферии к центру горного поднятия, приходящегося на район Башкирского поднятия. Из этого же района происходит общее снижение вершинной поверхности в северном и южном направлениях, более постепенное, чем в широтном. Амплитуды новейших поднятий в северном районе достигают 900–1000 м.

Южный район представляет собой крупное блоковое поднятие, монолитность которого подчеркивается выдержанным плоскогорным характером его современного рельефа. Это — Южно-Уральское плоскогорье (см. рис. 3). Максимальные высоты местности редко достигают 650–700 м в северо-восточной части плоскогорья, отсюда они снижаются в южном и юго-западном направлениях. Амплитуда новейших поднятий плоскогорья не превышает 500 м.

Элементами новейшей тектоники Башкортостана являются так называемые переходные геоморфологические зоны между новейшим орогеном и соседними с ним с запада и востока расположенными гипсометрически ниже материковыми платформами [Рождественский, Зиняхина, 1992]. Они выражены предгорными равнинами — Юрюзано-Айской и Бельской на западе и грядово-холмистой на востоке. Характерная особенность их заключается в закономерном усложнении строения и повышении их поверхности, возрастании роли активизированных старых и новообразованных дизъюнктивных нарушений (сбросов, сдвигов, надвигов и др.) в направлении от

платформы к орогену. Разрывные нарушения являются важной составной частью новейшего тектогенеза Башкортостана, особенно в области горообразования.

Дифференцированные поднятия и опускания неогенового и четвертичного времени превратили Южно-Уральский ороген в основной регулятор и распределитель стока поверхностных и подземных вод, оказывающий большое влияние на Волго-Камский артезианский бассейн [Рождественский, 1997].

Новейшая тектоника оказывает влияние на карстовые процессы, карстовую гидрологию всего Южного Урала и Предуралья.

Наибольшее распространение карстовые формы рельефа имеют место в районах более активного проявления восходящих движений земной коры. Известно, что в долинах равнинных и горных рек карстовые пещеры открываются своими устьями на уровне плиоценовых и четвертичных террас, на что указывали многие исследователи карста Урала (Г. В. Вахрушев, Г. А. Максимович, А. П. Сигов, В. И. Мартин, И. К. Кудряшов, В. П. Костарев, В. А. Гаряинов и др.).

2.5. Трещиноватость горных пород

Трещиноватость представляет собой одну из форм нарушения сплошности горных пород, широко распространенную в осадочных, магматических и метаморфических образованиях земной коры. Трещиноватость является важным фактором, определяющим водопроницаемость пород, подверженных карстовым процессам.

В соответствии с известной классификацией Д. С. Соколова [1962] существуют четыре категории трещин: литогенетические, тектонические, разгрузки и выветривания. Особую категорию представляет глобальная планетарная трещиноватость [Шульц, 1966], генетически связанная с ротационным режимом Земли.

Литогенетические трещины образуются в процессе литогенеза за счет внутренней энергии горной породы (осадка). Отличительной особенностью их является локализация в пределах данного слоя (трещины внутрислойные), направление их может быть различным: параллельным напластованию, перпендикулярным или наклонным к нему.

Тектонические трещины являются результатом напряжений и движений земной коры, образующих пликативные (складчатые) и дизъюнктивные (разрывные) деформации горных пород. Они подразделяются на два вида: внутрислойные и секущие несколько слоев.

Тектонические и литогенетические внутрислойные трещины имеют большое сходство и потому практически трудно различимы.

Трещины разгрузки и выветривания относятся к группе экзогенных. Они, как правило, являются наложенными на решетку ранее существовавших трещин эндогенного происхождения (литогенетических и тектонических) и на планетарную трещиноватость.

Изученность трещиноватости пород Башкортостана не одинакова в различных районах. Наибольшая полнота сведений по этому вопросу имеется для осадочного чехла платформенной территории Южного Предуралья (Западный Башкортостан), где трещиноватость изучалась в процессе гидрогеологических съемок, разведки и эксплуатации нефтяных месторождений, поисков источников водоснабжения. Слабо изучена трещиноватость пород горно-складчатой области Башкортостана.

2.5.1. Трещиноватость пород платформенной области

Тектонические и литогенетические внутрислойные и секущие трещины распространены во всех литологических разностях пермских пород, образующих платформенный осадочный чехол — гипсах, известняках, мергелях, алевролитах, аргиллитах и аргиллитоподобных глинах, песчаниках и др. Преобладают трещины, перпендикулярные плоскости напластования, наклонные трещины ($60-70^\circ$) встречаются довольно редко. Поверхность прямолинейных раскрытых и зияющих трещин гладкая (в гипсах и известняках) и шероховатая (в песчаниках), очень гладкая, местами как бы полированная (в аргиллитоподобных глинах). На стенках наблюдаются налеты гидроокислов железа и марганца, натски кальцита и гипса. В песчаниках нередко встречаются трещины, заполненные известковым мучнистым материалом. Наиболее интенсивное отложение солей в трещинах пермских пород установлено под долинами рек Белой и Камы и их притоков. Так, например, в уфимских породах, залегающих на глубине до 100 м под аллювием р. Белой, содержание гипса, выполняющего трещины шириной 0,5–5 см, достигает 30–50 %.

Наиболее трещиноватыми являются аргиллитоподобные глины и аргиллиты (густота трещин 0,1–0,3 м). В массивных средне- и толстослоистых известняках трещины расположены друг от друга на расстоянии от 0,5–2,5 до 5–9 м, а в тонкослоистых и листоватых — от 0,1 до 0,4 м, реже до 1,5 м, в гипсах — от 0,5 до 2,0 м и более. Густота трещин в песчаниках зависит от состава и типа их цемента. Песчаники слабо сцементированные и средней плотности с глинистым цементом

базального типа разбиты трещинами более интенсивно, чем крепкие разности песчаников с карбонатным цементом.

Максимальной шириной внутрислойных и секущих трещин обладают массивные, чистые по составу известняки и крепкие песчаники (1–20, иногда до 50 см). В тонкослоистых глинистых известняках и мергелях ширина трещин от 0,2 до 3 см.

В гипсах кунгура, несмотря на их массивность, ширина внутрислойных и секущих трещин небольшая (до 1–1,5 см), что связано с высокой пластичностью пород. Вместе с тем, трещины в них служат изначальной причиной развития по ним карстового процесса, вызывающего резкое повышение водопроницаемости (до 100 м/сут). В придолинных зонах закарстованные породы осложнены также и трещинами разгрузки (табл. 5).

В пермских отложениях Южного Предуралья выявлено два преобладающих направления внутрислойных и секущих трещин, ориентированных под прямым углом друг к другу и плоскости напластования. Этими направлениями являются: на Бугульминско-Белебеевской возвышенности — СЗ 320–340° и СВ 40–60° или СЗ 290–300° и СВ 25–30° (рис. 10а), в Камско-Бельском понижении — СЗ 290–335° и СВ 45–70°, на Уфимском плато (рис. 10б) — СЗ 320–340° и СВ 40–60° или СЗ 270–280°, в Юрюзано-Айском понижении (район Янган-Тау) — СЗ 310–320° и СВ 40–55° или СЗ 270–290° и СВ 15–25°, в южной части Бельской депрессии — СЗ 340–350° и СВ 60–70°. На долю северо-западного направления приходится 40–52% от общего числа измеренных трещин, а на долю северо-восточного — до 35% [Попов, Абдрахманов, 1977].

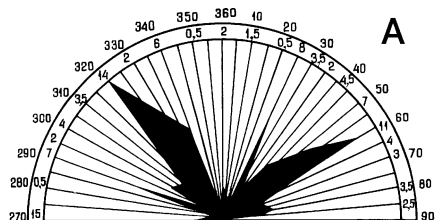
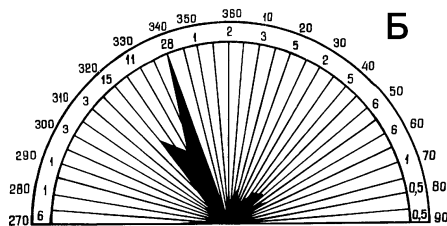


Рис. 10.

Розы-диаграммы направлений внутрислойных и секущих трещин в пермских отложениях Южного Предуралья (в %)

а — Бугульминско-Белебеевская возвышенность [Попов, Абдрахманов, 1977]; б — Уфимское плато [Шевченко, 1974]



Ведущая роль тектонических процессов в формировании трещиноватости пород на платформенных структурах является установленной и признанной многими исследователями. Фактический материал по трещиноватости верхнепермских пород Бугульминско-Белебеевской возвышенности и нижнепермских пород Уфимского плато, Прибельской равнины свидетельствует о согласии между максимумами трещиноватости и элементами залегания пород.

Таблица 5

Характеристика внутрислойных и секущих трещин в пермских отложениях Южного Предуралья [Абдрахманов, Попов, 1985]

Название породы и ее возраст	Мощность слоя, м	Параметры трещин			Местонахождение обнажения
		частота, м	ширина, см	аз. простира- ния, °	
Гипс толстослоистый и массивный, P _{1k}	15	0,5–2,0	0,5–1	50–70 290–335	Левый склон долины р. Мисели в 2,5 км северо-западнее с. Бишкаин
Известняк органогенный, массивный, P _{1a} *	27	1	0,5–50	40–60 320–340	р. Юрюзань у д. Собакино
Известняк слабоглинистый, P _{1a} *	0,25	0,3	0,2–0,5	40–60 320–340	р. Юрюзань у п. Караяр
Известняк средне- и толстослоистый, P _{1k}	6	0,5–1,0	3–5	45–50 305–320	Левый склон долины р. Кузь-Елга в 0,7 км южнее д. Ниж. Леканды
Известняк средне- и толстослоистый, P _{2kz2}	2	0,5–1,5	1–5	90–95 320–325	Правый склон долины р. Ик в 15 км южнее г. Октябрьского
Известняк средне- и толстослоистый, P _{2kz2}	8	0,15–2,0	5–20	330–340	Верховье руч. Большой Улькей у д. Леонидовка
Известняк тонкослоистый и листоватый, P _{2kz2}	0,5	0,1–1,5, обычно 0,1–0,2	0,2–0,5	50–60 320–325	Верховье р. Курсак у д. Макаровка
Песчаник крепкий на карбонатном цементе, P _{2kz1}	4	1–2	10–15	40–60 330–340	Верховье р. Бишинды у Кулюковского лесопункта
Песчаник крепкий на карбонатном цементе, P _{2u}	7	1–3	2–3	80–90 320–330	Долина р. Тюлянь у с. Ахуново
Песчаник слабощементированный на глинистом цементе, P _{2t1}	3	0,1–0,2	0,5–2	60–80	Верховье р. Сух. Тарказа у с-за «Спартак»
Глина аргиллитоподобная, P _{2kz1}	6	0,2–0,3	0,2–0,3	20–30 290–300	Верховье р. Курсак, южнее д. Макаровка

* Данные А. М. Шевченко.

Северо-восточные направления трещиноватости близки к простиранию Туймазинско-Дюртюлинского, Сараево-Аслыкульского, Федоровско-Стерлибашевского и Рязано-Охлебининского валов, а также приподнятой части по пермским отложениям Пермско-Башкирского свода, а северо-западные — падению пород на их крыльях. С преобладающими направлениями трещиноватости согласуется и расположение гидрографической сети рассматриваемой территории. К линейным зонам тектонической трещиноватости приурочена интенсивная закарстованность карбонатных отложений.

Разновидностью литогенетических трещин являются *трещины усыхания*. Они образуются в субаэральных условиях при участии агентов выветривания [Соколов, 1962], раскрыты у поверхности и быстро сужаются с глубиной. Количество таких трещин тем больше, чем меньше толщина слоя [Оффман, Новикова, 1953]. Трещины усыхания прослеживаются до глубины 2,5–3 м от поверхности, ширина их колеблется от 1–2, редко 2,5–3 см в верхней части разреза до 1–2 мм — в нижней. Трещины либо открытые, либо заполнены рыхлым гумусовым материалом.

Литогенетические трещины напластования отчетливо выражены в известняках и песчаниках, причем наибольшая густота (0,03–0,1 м) и наименьшая раскрытость их (0,1–0,3 см) характерны для тонкослоистых известняков. Трещины в них, как правило, заполнены глинистым материалом. В средне- и толстоплитчатых известняках густота трещин составляет 0,5–0,8 м, а ширина 0,5–2,0 см. В песчаниках густота трещин напластования изменяется от 0,05 до 0,3 м, а ширина — от 0,05–0,1 до 1–3 см. Почти все трещины имеют рыхлый песчано-глинистый наполнитель.

Трещины разгрузки (бортового и донного отпора) развиты в долинах рек. Их образование связано с разуплотнением пород, вызванным снятием геостатического давления под воздействием эрозии. Мощность зоны разгрузки в долинах рек Восточно-Европейской и Восточно-Сибирской платформ, по литературным данным, составляет первые десятки метров. В осадочных породах глубина распространения разуплотнения пород зависит от их прочности и изменяется от 30 до 50 м.

Трещины разгрузки наиболее подробно изучены А. Г. Лыкошиным [1968] в долине р. Уфы при проведении изысканий под Павловскую ГЭС. В штольне им отмечены трещины шириной от 3 до 25 см, местами заполненные глинистым материалом. С глубиной количество трещин и их ширина резко уменьшаются.

В долине р. Белой в районе г. Уфы трещины бортового отпора разбивают гипсы на отдельные блоки параллельно склону [Гидрогеология..., 1972].

Трещины разгрузки в районах Бугульминско-Белебеевской возвышенности, Камско-Бельского и Юрюзано-Айского понижений визуально практически не изучены. Однако следует отметить, что в долинах рек Южного Предуралья в условиях межпластовых нисходящих перетоков вод трещины бортового отпора, пересекающие на склонах как водопроницаемые, так и водоупорные породы, способствуют дренированию водоносных горизонтов до уровня рек. Этим объясняются низкие дебиты источников, их малочисленность, а также слабая выраженная этажность на крутых склонах долин Белой, Ика, Уфы, Юрюзани, Ая, Чермасана, Усени, Демы и др. Скважины, расположенные в прибортовых частях долин и не достигшие уровня рек, нередко оказываются слабоводообильными или даже безводными.

Обширный материал гидрогеологических съемок и поисково-разведочных на воду работ на этой территории, свидетельствует, что водопроницаемость плотных пород, зависящая, как известно, от их трещиноватости, в долинах рек значительно (в среднем в 10 раз) выше, чем на водоразделах. Например, в долинах рек Сюнь, База, Чермасан и др. коэффициенты фильтрации водоносных уфимских песчаников составляют от 1–5 до 10–15 м/сут, иногда более, в то время как на водоразделах они не превышают десятых долей м/сут.

Аналогичная зависимость водопроницаемости от орографических условий наблюдается также для глинистых пород. Такая закономерность, по-видимому, имеет общий характер и указывает на то, что под речными долинами имеются ослабленные зоны с повышенной водопроницаемостью пород, а следовательно, и более высокой их трещиноватостью, в формировании которой фактор разгрузки несомненно играет существенную роль.

Трещины выветривания в платформенной части Башкортостана развиты повсеместно. От других типов трещин они отличаются небольшой протяженностью и сложностью рисунка. В приповерхностной зоне, мощность которой составляет первые метры, породы разбиты трещинами различной ориентировки на обломки оскольчатой, скорлуповидной и других форм. Промежутки между ними, как правило, заполнены глинистыми продуктами выветривания. Ниже, до глубины 20–40 м в терригенных и до 12–14 м в карбонатных породах распространены открытые и закрытые трещины.

В пермских породах Южного Предуралья трещиноватость изучена скважинами до глубины 150–200 м ниже врезов речных

долин. Особо важную роль она играет в карбонатных породах как один из факторов водопроницаемости и активизации карстовых процессов.

2.5.2. Трещиноватость пород горно-складчатой области

Изучение трещиноватости пород горно-складчатой области Башкортостана в значительной мере осложнено трудной доступностью этой резко пересеченной и залесенной местности для прямых натуральных наблюдений. В этих условиях существенную помощь оказывают материалы дистанционного изучения Земли — космические и аэрофотоснимки. Дешифрирование их позволяет оценивать степень делимости верхней части земной коры на уровне современного денудационного среза по рисункам фотоизображений местности, отражающим характер раздробленности рельефообразующего субстрата.

Имеющийся опыт исследований в этом направлении (Ю. Е. Журенко, И. К. Зиняхина, А. П. Рождественский, В. А. Романов, Г. С. Сенченко, Р. А. Фаткуллин и др.) указывает на преобладающее развитие в Южно-Уральском регионе трещиноватости тектонического и литогенетического типов и на практическую трудность разделения их друг от друга. Можно, однако, с уверенностью допускать преобладание среди них трещин тектонического типа, проникающих на значительные глубины в земную кору. Посредством анализа материалов дешифрирования космо- и аэрофотоснимков, геологических, геофизических, геоморфологических и топографических карт обнаруживается высокая степень делимости земной коры региона, выявляющаяся через разломы, системы линеаментов и планетарной трещиноватости.

Линеаменты представляют собой видимые на фотоснимках прямые (спрямленные), реже дугообразные линии или полосы (зоны) различной протяженности и ориентировки, которые в природе выражены различными формами рельефа земной поверхности (отдельные хребты, гряды, крутые склоны, уступы, спрямленные участки рек) и другими элементами ландшафта (резкой сменой почв и растительности, зонами повышенной увлажненности, указывающими на повышенную трещиноватость пород и др.). Линеаменты тесно связаны со структурными и литологическими особенностями рельефообразующего субстрата, а их морфологическая и визуальная выраженность зависит от моделирующего воздействия наложенных на них процессов экзогенного геоморфогенеза (выветривание, эрозия, денудация и др.). Характер линеаментной сети во многом определяется эндогенными геодинамическими факторами: различной степенью тектонической активности,

дифференцированными по скорости и амплитудам новейшими и современными движениями земной коры, а также космическим фактором — вращением Земли и связанной с ним планетарной трещиноватостью.

На рисунке 11А изображена обобщенная роза-диаграмма простираций линеаментов Южного Урала. На ней видно преобладание в этом регионе линеаментов меридионального и СВ–ЮЗ простираций над линеаментами других простираций.

Этот факт указывает на доминирующую связь пространственной ориентировки южноуральских линеаментов с меридиональными и субмеридиональными («уральскими») простирациями герцинских складчатых структур и разломов и на новейшую тектоническую активизацию земной коры Южного Урала.

Что касается трещиноватости пород региона, то она обнаруживается практически на любом обнажении доступном для наблюдения, независимо от структурного положения, петрографического состава и возраста горных пород, образуя сложную систему (сеть) мелких и более крупных трещин, пересекающих толщу обнажающихся пород. Наиболее крупные трещины, группируясь в системы определенных направлений, разделяют массивные и плотные осадочные, магматические и метаморфические породы на блоки — отдельности различной формы и размеров. В магматических породах обычно развиты столбчатые, кубические и матрацевидные отдельности, в осадочных и метаморфических — параллелепипедальные, прямо- и косоугольные. Форма отдельностей и пространственная ориентировка трещин, свойственная крупным блокам, сохраняется внутри последних у всех менее крупных блоков, вплоть до самых малых [Журенко, Рождественский, Романов и др., 1976; Фаткуллин, 1976].

Сведения о характерных азимутах простираций трещин пород крупных структурных комплексов региона и Южного Урала в целом приведены на рис. 11Б (данные вышеназванных исследователей).

Основные направления гидрографической сети Южного Урала (по тем же данным) укладываются в следующую систему: З — 280°, СЗ — 320°, С–Ю — 0°–350°, СВ — 40°, близкую и (или) совпадающую с системами трещиноватости.

Обращает на себя внимание и представляет большой интерес выявляющаяся общность (или близость) пространственной ориентировки геологических (структурных) и геоморфологических элементов с простираем основных четырех систем планетарной трещиноватости. Последние, согласно данным одного из основоположников учения о планетарной трещиноватости С. С. Шульца [1966], характеризуются следующими показателями: З — 270°, СЗ — 315°, С — 360°, СВ — 45°.

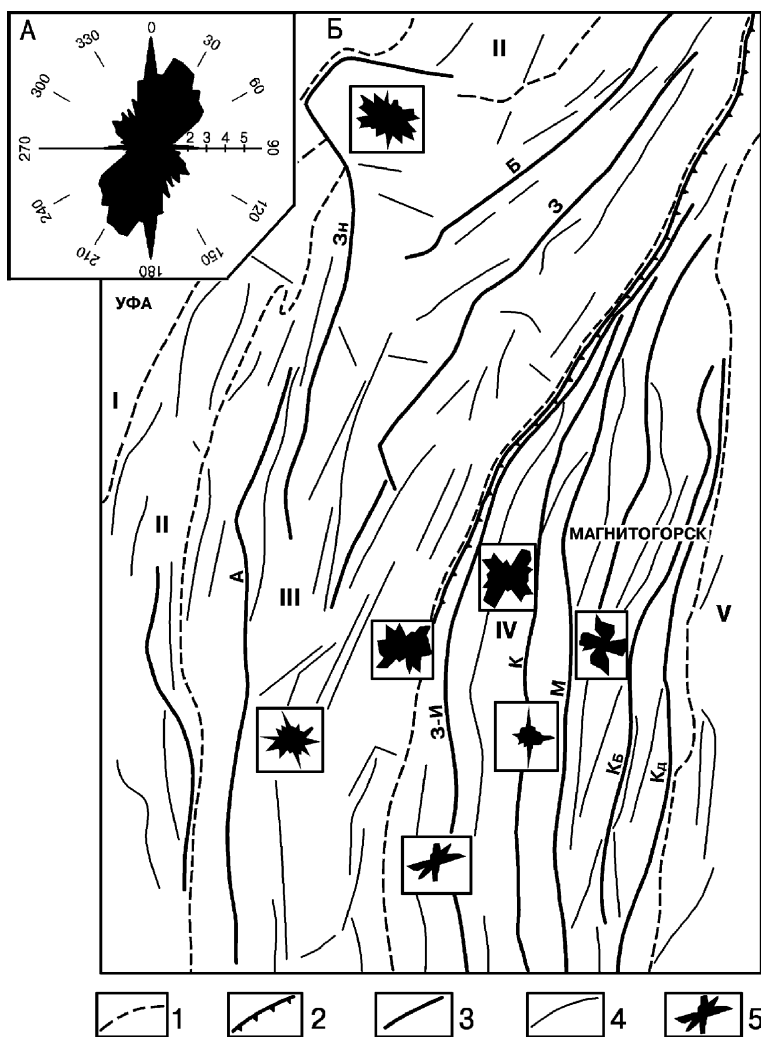


Рис. 11. Сводная роза-диаграмма (А) простираний линейментов Южного Урала (в %) [Зиняхина, 1998] и схема основных тектонических структур (Б) и разрывных нарушений Южного Урала [Журенко, Рождественский, Романов др., 1976]

1 – границы структур; 2 – Главный Уральский разлом; 3 – региональные разломы (А – Алатауский, Б – Бердяушский, ЗК – Зильмердакский, З – Зюраткульский, ЗИ – Западно-Ирендыкский, К – Кизильский, М – Магнитогорский, Кб – Кацбахский, Кд – Кедышевский); 4 – разломы II порядка; 5 – розы-диаграммы трещиноватости

Планетарная трещиноватость, по представлениям С. С. Шульца, характеризуется повсеместным распространением, постоянством ориентировки в пространстве, независимостью от геологического возраста пород, местоположения и характера тектонических структур. Именно такой тип трещиноватости присутствует среди других систем трещиноватости складчатой и платформенной областей Южного Урала, Предуралья и Зауралья. Вероятно, что он связан с изменяющимся ротационным режимом Земли.

Среди систем трещиноватости, пронизывающих породы Южного Урала, существуют некоторые в общем незначительные, но обнаруживающиеся при статистической обработке полевых замеров, различия в ориентировке трещиноватости у пород различного возраста и петрографического (литологического) состава. Так, по данным Р. А. Фаткуллина, в докембрийских породах метаморфического комплекса Уралтауского антиклинория (сланцы, кварциты) характерны простирания трещин по азимутам 20° , 50° , 280° , 320° , 340° , в песчаниках зилаирской свиты (D_3fm-C_1t) — 0° , 40° , 80° , 350° , в магматических породах силурийского и девонского возраста Ирэндикского поднятия — 0° , 20° , 40° , 80° , 350° , в девонских магматических породах Кизило-Уртазымского синклинория — 30° , 60° , 90° , $280-300^\circ$, 350° . Причины таких различий остаются не исследованными, скорее всего они зависят от физических свойств пород.

В горно-складчатой области Южного Урала в породах, обнажающихся на поверхности, широко развита трещиноватость, которую можно назвать экзогенной или трещиноватостью физического выветривания. Связана она с растрескиванием и раздроблением пород под воздействием суточных и сезонных колебаний температуры. Интенсивность такого трещинообразования свойственна наиболее высокогорным частям рельефа с их гольцовым выветриванием и морозной альтипланацией. Пронизанные густой сетью таких трещин, породы теряют свою монолитность, становятся проницаемыми для инфильтрации атмосферных осадков, распадаются при замерзании и оттаивании на остроугольные обломки разного размера (глыбы, щебень, дресва). Из этого материала в горах образуются каменные россыпи, каменные потоки, курумы и грубообломочный делювий на склонах, способствующие аккумуляции пресных атмосферных вод, питающих подземные водоносные горизонты.

Трещиноватость всех генетических типов является важнейшим фактором проницаемости горных пород и аккумуляции воды в верхних частях земной коры. В районах распространения водорастворимых пород трещиноватость способствует развитию карстовых процессов.

2.6. Гидрогеология карста

2.6.1. Гидрогеологическое районирование и стратификация

В соответствии с принципами структурно-гидрогеологического районирования [Кириухин, Толстихин, 1987] на территории Башкортостана выделяются Волго-Уральский сложный артезианский бассейн (АБ), относящийся к системе бассейнов Восточно-Европейской артезианской области (АО), и Уральская гидрогеологическая складчатая область (ГСО) (рис. 12).

Волго-Уральский бассейн геотектонически отвечает одноименной антеклизе, Предуральскому прогибу и западному склону Урала. Он состоит из двух структурных этажей: нижнего — фундамента, представленного кристаллическими образованиями архея — раннего протерозоя, и верхнего — чехла, сложенного осадочными толщами позднего протерозоя, палеозоя и мезозоя — кайнозоя. Литологически осадочный чехол — это в основном карбонатные, в меньшей степени терригенные и галогенные породы, мощностью от 1,7–4 км на сводах (Татарском, Пермско-Башкирском) до 8–12 км во впадинах (Верхне-Камской, Бельской, Юрюзано-Сылвинской).

Волго-Уральский бассейн разделяется на Волго-Камский и Предуральский артезианские бассейны второго порядка, отвечающие соответственно юго-восточному склону Русской плиты и Предуральскому краевому прогибу, и Западно-Уральский адартезианский бассейн (ААБ)¹. Границами их служат региональные надвиги с амплитудой до 500 м и более. Тектонически наиболее осложнены предгорная и горная части бассейна. Так, в широтных пересечениях Предуральского прогиба при ширине его 40–70 км фиксируется от 4 до 10 дизъюнктивов и соответствующее им число тектонических пластин, последовательно надвинутых друг на друга с востока [Камалетдинов, 1974]. Причем степень дислоцированности горных масс возрастает в восточном направлении: от платформы к орогену. В результате по плоскостям нарушений в контакт приведены различные по возрасту, литологии (и проницаемости) горизонты, нарушена их нормальная гидрогеологическая стратификация и пр.

¹ Адартезианский бассейн — подтип АБ — является гидрогеологической структурой с пластово-трещинными и трещинно-карстовыми скоплениями вод, связанными в единую гидравлическую систему в сильно литифицированных породах.

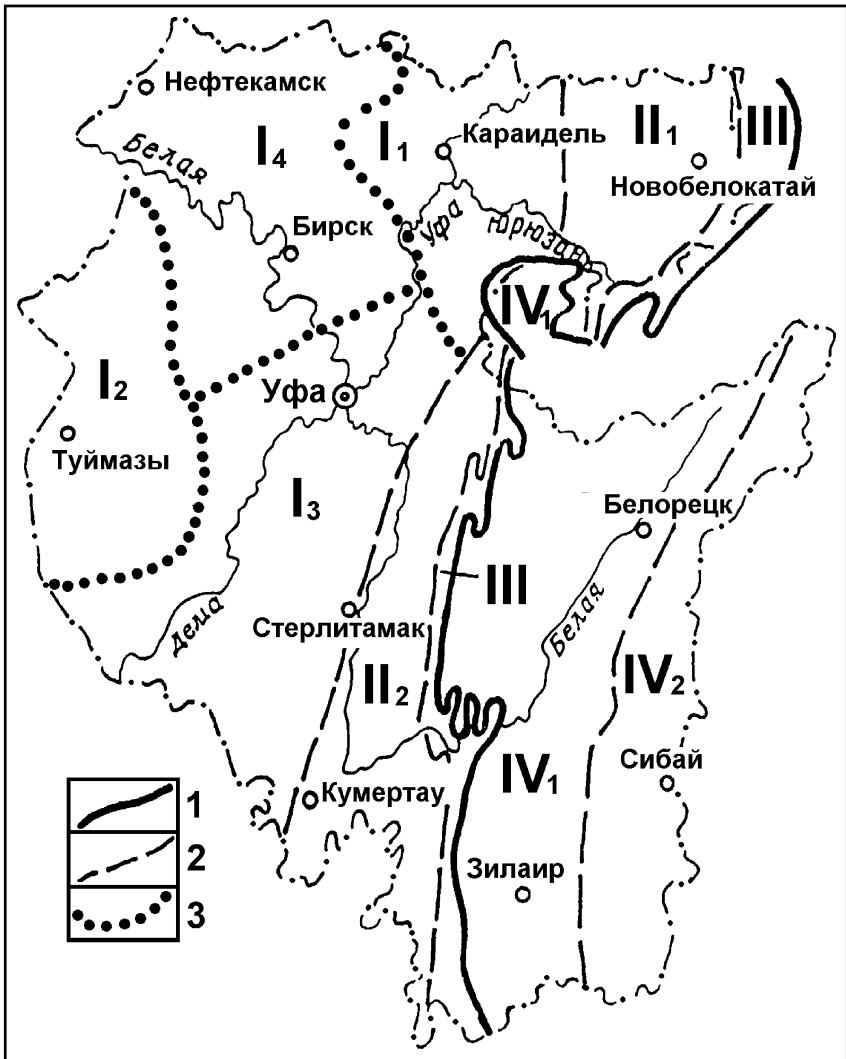


Рис. 12. Схема гидрогеологического районирования Башкортостана

1 – граница между Волго-Уральским артезианским бассейном и Уральской гидрогеологической складчатой областью; 2 – границы между гидрогеологическими структурами второго и третьего порядка: I – Волго-Камский АБ, II – Предуральский АБ; II₁ – Юрюзано-Сылвинский АБ, II₂ – Бельский АБ, III – Западно-Уральский ААБ, IV – Уральская гидрогеологическая складчатая область: IV₁ – бассейн трещинно-жильных вод Центрально-Уральского поднятия, IV₂ – то же, Магнитогорского мегасинклиория; 3 – границы между тектоническими структурами Волго-Камского АБ: I₁ – Пермско-Башкирский свод, I₂ – Татарский свод, I₃ – юго-восточный склон Русской плиты, I₄ – Бирская и Верхне-Камская впадины

Доказано, что надвиговые дислокации в гидрогеологическом отношении играют двойную роль [Попов, 1985]. Формируясь в условиях тангенциального сжатия и обладая значительной амплитудой, они, прежде всего, выступают как экраны на пути глубокого стока со стороны горного обрамления вглубь Русской плиты. Но в периоды стабилизации и растяжений (релаксации напряжений) флюидопроницаемые зоны мобильных надвигов являются каналами для миграции по ним различных флюидов, перехватывающими этот сток по восточному борту прогиба и способствующими его разгрузке в вышележащие комплексы и на поверхность.

Помимо существенных различий между названными бассейнами второго порядка и их известной автономности, они обладают и целым рядом сходных черт (наличие разновозрастных толщ, их близкий состав и степень метаморфизма, присутствие одних и тех же геохимических и генетических типов вод), что и явилось основанием для их объединения в Волго-Уральский сложный артезианский бассейн. Предуральский бассейн Каратауским комплексом делится на бассейны третьего порядка: Юрюзано-Сылвинский и Бельский, в гидрогеодинамическом отношении разобщенные друг от друга.

По характеру скоплений в Волго-Уральском бассейне выделяются поровые, порово-трещинные, трещинные и трещинно-карстовые классы подземных вод пластового типа. Наиболее широко развиты они в палеозойских отложениях Волго-Камского и Предуральского бассейнов. В позднепротерозойских (рифейско-вендских) сильно литифицированных, метаморфизованных образованиях этих структур, расположенных в зонах позднего катагенеза и метагенеза (на глубине более 2–3 км), распространены главным образом трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений, литогенетической и тектонической трещиноватости. Этот тип вод встречается в зонах надвигов и сдвигов, осложняющих структуру палеозоя Предуральского и Западно-Уральского бассейнов. В Западно-Уральском адбассейне, представляющем собой систему линейной складчатости, сложенную карбонатными и терригенными породами карбона и девона, доминируют пластовые трещинно-карстовые и трещинные воды.

В гидрогеологических структурах Предуралья с преобладанием пластовых скоплений подземных вод с некоторой условностью выделяется 10 гидрогеологических комплексов, в каждом из которых заключены воды одного или нескольких классов [Попов, 1985]. Границами комплексов служат глинистые и галогенный водоупоры (кыновско-доманиковский, визейский, верейский, кунгурский). Среди них наиболее мощным (50–300 м и более) является кунгурский галогенный

водоупор (гипсы, ангидриты, каменная соль), разделяющий чехол на два гидрогеологических этажа, в пределах которых условия формирования подземных вод существенно отличаются.

Нижний этаж представлен следующими комплексами:

- I — верхнепротерозойским карбонатно-терригенным,
- II — средне-верхнедевонским карбонатно-терригенным,
- III — верхнедевонско-турнейским карбонатным,
- IV — нижнекаменноугольным (визейским) терригенным,
- V — нижне-среднекаменноугольным (визейско-башкирским) карбонатным,
- VI — среднекаменноугольным (верейским) терригенно-карбонатным,
- VII — средне-верхнекаменноугольно-нижнепермским карбонатным.

Мощность этажа от 1500 до 3000 м и более.

В верхнем этаже мощностью до 500 м выделены 3 комплекса:

- VIII — нижнепермский (кунгурский) карбонатно-галогенный,
- IX — верхнепермский карбонатно-терригенный,
- X — неогеново-четвертичный терригенный.

Из названных гидростратиграфических подразделений к числу карстогенных относятся III, V, VII, VIII и, отчасти, IX. Причем современными карстовыми процессами в разных частях Волго-Уральского бассейна охвачены все пять комплексов, тогда как палеокарст свойственен главным образом III, V, нижней и средним частям VII комплекса на территории Волго-Камского бассейна, занимающего юго-восток Русской платформы.

Уральская гидрогеологическая складчатая область в пределах исследуемой территории в геотектоническом отношении, как указывалось, представлена Центрально-Уральским поднятием и Тагило-Магнитогорским прогибом (Магнитогорским мегасинклином). Они сложены сильно литифицированными, в различной степени метаморфизованными и дислоцированными породами позднего протерозоя и раннего палеозоя: кварцитами, кварцитовидными, аркозовыми песчаниками, сланцами, порфиритами, диабазами, туфами, туфобрекчиями, известняками, доломитами и др.

Водоносность некарбонатных метаморфизованных осадочных и магматических пород определяется исключительно характером и степенью их трещиноватости, которая обычно не подчиняется возрастным границам, часто их пересекает. В этих условиях стратиграфический принцип расчленения гидрогеологического разреза неприемлем. По отношению к названным коллекторам трещинного типа используется термин «водоносная (обводненная) зона», и в зависимости от генезиса трещин выделяют регионально-трещинные воды

зоны выветривания и локально-трещинные воды зон тектонических нарушений (разломов). Первые развиты на глубине до 60–100 м, вторые — до 200–300 м и более. В качестве водоупоров выступают плотные и массивные разности этих же пород.

В соответствии с этим в пределах Уральской гидрогеологической складчатой области выделяются [Гидрогеология..., 1972] регионально-трещинные воды в различных по литологии и возрасту породах: метаморфических толщах позднего протерозоя Башкирского мегантиклинория, раннего и среднего палеозоя Зилаирского мегасинклинория, позднего протерозоя — раннего палеозоя Уралтауского мегантиклинория, силура — девона Магнитогорского мегасинклинория, кислых, ультраосновных интрузивных образованиях и др.

К карбонатным и терригенно-карбонатным отложениям позднего протерозоя, силура, девона и карбона приурочены водоносные горизонты и комплексы трещинно-карстово-пластового типа.

По общности экзогенных ландшафтно-климатических и эндогенных геолого-структурных факторов формирования подземных вод в пределах Уральской ГСО выделяются массивы трещинно-жильных вод: Центрально-Уральского поднятия и Магнитогорского мегасинклинория с внутрискрутурными карстовыми бассейнами.

Схема расположения типовых гидрогеологических разрезов, характеризующих распространение карстовых вод по территории Республики Башкортостан, приведена на рис. 13.

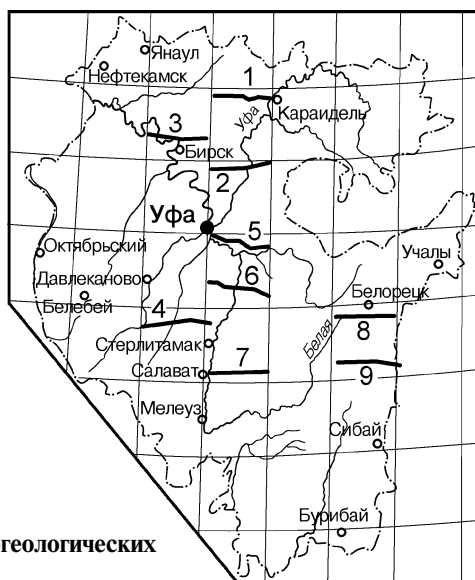


Рис. 13. Схема расположения гидрогеологических разрезов (1–9)

2.6.2. Карстовые бассейны Волго-Уральской антеклизы и Предуральяского прогиба

В пределах Волго-Камского артезианского бассейна, в структурном отношении отвечающего Волго-Уральской антеклизе, к карбонатным нижнепермским толщам морфоструктуры Уфимского плато приурочен барражированный внутренний карстовый бассейн, к карбонатным толщам Бугульминско-Белебеевской возвышенности — моноклиальный бассейн карстовых вод, а к гипсово-ангидритовой толще кунгурского возраста — Камско-Бельский и Предуральский бассейны карстовых вод или своеобразная карстовая водоносная система.

Внутренний бассейн карстовых вод на Уфимском плато имеет площадь 11,8 тыс. км². Выходы карбонатных толщ на поверхность, их значительная мощность, сильная тектоническая раздробленность и глубокая расчлененность рельефа, длительный континентальный режим, неотектоническая активность, сравнительно большое количество атмосферных осадков способствовали здесь интенсивному развитию карста (рис. 14) и формированию данного бассейна карстовых вод. В его пределах, помимо трещинно-карстовых и пластово-карстовых вод, развиты порово-грунтовые воды в миоценовых отложениях и общесыртовой свите — на междуречьях, а также в плиоценовых отложениях — в долинах рек (рис. 15, 16). Первые играют роль в процессе питания карстовых вод, вторые — дренажную роль.

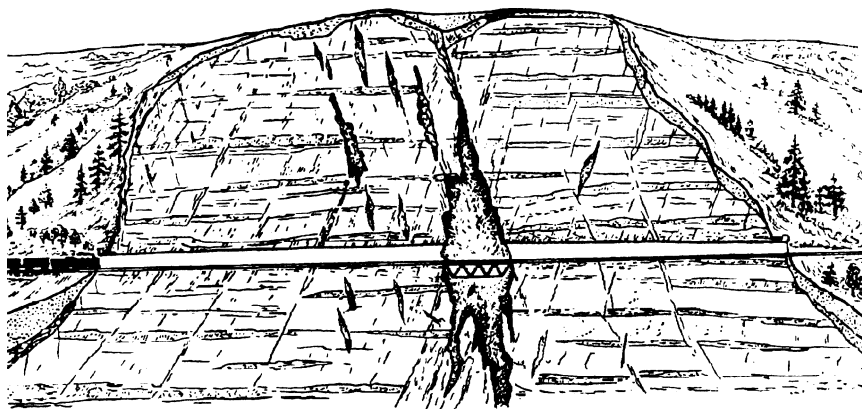


Рис. 14. Большой карстовый грот, через который построен железнодорожный мост внутри туннеля, проложенного в известняках Уфимского плато [Буданов, 1964]

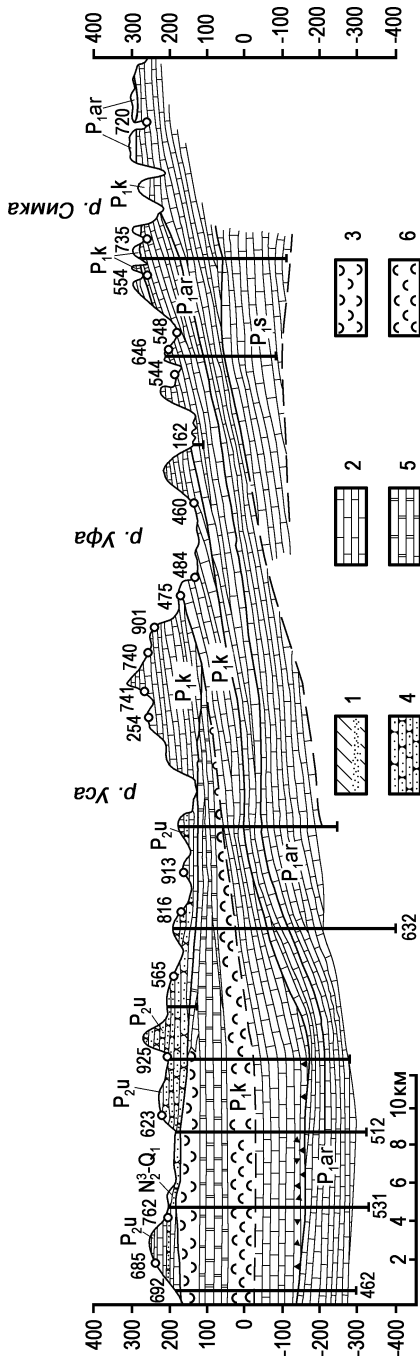


Рис. 16. Гидрогеологический разрез западного борта внутреннего карстового бассейна Уфимского плато (разрез 2 на рис. 13)
(по В. А. Алексееву [1967 г.])

1—6 — водоносные породы: 1 — суглинки и прослой песка, 2 — известняки, 3 — гипсы, 4 — песчаники, 5 — доломиты, 6 — ангидриты

Исследованиями Н. А. Наумова, В. А. Алексеева, В. И. Мартина, А. М. Шевченко и др. в пределах бассейна установлен ряд водоносных горизонтов (см. рис. 15, 16), что обусловлено наличием среди карбонатных пород нижней перми слабопроницаемых глинистых и кремнистых прослоев.

Водоносные горизонты в иренской и филипповской свитах распространены только вдоль западной окраины бассейна. Участками они сдренированы. Остальные — в верхнеартинском (2), нижнеартинском (2) подъярусах, юрюзанской и урмантауской свитах — в центральной части бассейна залегают в зоне вертикальной нисходящей циркуляции и носят подвешенный, порой временный, характер. Родниковый сток полностью поглощается нижележащими горизонтами. К периферии по мере погружения их в зону полного водонасыщения они приобретают напорный пластовый характер, свойственный артезианскому бассейну. Вследствие подпора, возникающего у окраин бассейна, происходит концентрированная разгрузка карстовых вод в виде мощных восходящих родников и возобновление поверхностного стока по долинам суходолов.

Гидродинамическая зональность бассейна является классической. Зона поверхностного стока развита на всей площади бассейна. Перекрытость плато глинистыми образованиями олигоцен-миоценового возраста способствует отводу выпадающих осадков на участки уже существующих карстовых форм, то есть концентрированной инфлюации их вглубь карстового массива и локализации карстового процесса в отдельных очагах. В результате этого карст развивается наиболее активно на участках уже существующих карстовых форм, узлах тектонической раздробленности. Следствием деятельности вод в зоне поверхностной циркуляции являются многочисленные микрокарры и борозды на открытых склонах, коррозионно-эрозионные карстовые воронки, слепые эрозионно-карстовые овраги, замкнутые котловины («Черные лога») и карстовые озера типа Кульваряш в верховье лога Кишам, Золотое и др. Сток в этой зоне существует только в период снеготаяния и выпадения осадков в жидкой фазе.

Зона вертикального нисходящего движения (аэрации) в зависимости от рельефа имеет различную мощность. Наибольшая характерна для междуречий с глубоким эрозионным врезом гидрографической сети с общей тенденцией увеличения ее к югу. В частности, в бассейне р. Яман-Елга мощность зоны вертикального движения изменяется от 70 до 200 м.

На глинистых и кремнистых разностях известняков в этой зоне существуют подвешенные водоносные горизонты. Наибольшее их

количество (до 4) — в центральной части бассейна, к периферии оно уменьшается. Дренаж горизонтов происходит по склонам суходолов, и воды тут же проваливаются ниже или перетекают, не выходя на поверхность, по трещиноватым и закарстованным зонам в придолинной полосе. Все это способствует развитию карстовых поноров, колодцев и концентрированному питанию вод карстового бассейна. Их роль в общем балансе подземных вод незначительна (до 20 %). В пределах бассейна Яман-Елги на них приходится всего 5–8 % от общего подземного стока. Несколько выше доля карстовых вод характерной зоны в бассейне р. Сырая Кирзя (до 15–20 %); она постепенно снижается к окраинам бассейна. Характерной особенностью карстовых вод зоны вертикальной циркуляции является исключительное непостоянство их режима. Отдельные родники с дебитом до 1000 л/с полностью пересыхают. В основном же коэффициент изменчивости составляет 20–40.

Зона колебания уровня карстовых вод (переходная) или подзона активного местного водообмена распространена повсеместно, но мощность ее непостоянна. В пределах очагов поглощения (карстовых полей) она достигает 15–20 м, в зоне влияния Павловского водохранилища — до 15 м, в приречных условиях — 7–10 м. Наименьшая мощность (2–5 м) — на междуречьях, слабо затронутых или незатронутых карстом. Эта зона характеризуется наибольшей закарстованностью (каверны, полости, крупные каналы), а следовательно, и водоносностью. Она является основной регулировочной емкостью, воды которой ежегодно расходуются на сток. Ниже переходной находятся зоны, характеризующиеся полным водонасыщением.

Зона горизонтального движения (полного водонасыщения по Д. С. Соколову [1962], активного регионального водообмена, по Н. И. Плотникову [1957]) — основная в гидродинамической зональности. Длительный континентальный этап, доакчагыльское переуглубление долины р. Уфы (на 70–80 м) и постоянные неотектонические подвижки создали густую сеть трещин различного генезиса, которые карстовый процесс расширил и превратил во взаимосвязанную систему мелких и крупных каналов, по которым воды движутся в направлении к основным дренам. При этом наблюдается возрастание степени концентрации потоков карстовых вод с приближением к зонам разгрузки (к окраинам бассейна). Это доказывается тем, что наиболее крупнодебитные родники (такие как Красный Ключ, Сарва, Тюба и др.) находятся на окраинах бассейна или вблизи основной дрены бассейна — р. Уфы. Наряду с этим имеются практически безводные целики. На факт их существования указывал А. Г. Лыкошин [1959] при изысканиях под

Павловскую ГЭС, это подтверждено бурением в пос. Просвет на дне суходола Яман-Елги и др.

В целом к зоне горизонтального движения приурочен гидравлически взаимосвязанный бассейн трещинно-карстовых вод, циркулирующих по мелким трещинам и крупным карстовым каналам.

Линейной концентрации подземного стока в пределах бассейна во многом способствуют новейшие тектонические движения, которые носят унаследованный характер и обновляют отдельные трещиноватые зоны. Роль разломов в гидрогеологии Уфимского плато убедительно доказана Н. Д. Будановым [1964], а позднее Л. А. Шимановским [1973]. Зоны повышенной трещиноватости способствуют концентрации карстовых водотоков, вследствие чего (как это произошло с р. Яман-Елга) подземный карстовый водоток превращается в местный базис карста. Усиленная циркуляция по таким каналам способствует не только интенсивному выщелачиванию карбонатов, но и механическому выносу частиц (Красный Ключ, например, после интенсивных дождей превращается в мутный поток).

В южной части плато возрастает роль суходолов и соответственно доля подземного стока. Это объясняется тем, что южная часть плато в новейшие этапы геологической истории претерпела наибольшие деформации, которые способствовали раскрытию трещин и активизации карстового процесса, а отсюда — наиболее интенсивному переводу поверхностного стока в подземный и концентрации карстовых водотоков по отдельным зонам. Подобную закономерность увеличения концентрированных карстовых водотоков к югу отмечает Л. А. Шимановский [1973] для северной и центральной части плато. В южной части плато рост концентрированных водотоков на общем фоне слабо водоносных карбонатных пород продолжается. В результате на их долю приходится основная часть стока, то есть основная доля (70–80 %) естественных ресурсов карстовых вод бассейна. Кроме того, отмечается закономерный рост роли концентрированных водотоков карстовых вод с продвижением к окраинам бассейна.

Трещинные зоны, унаследованные эрозионно-карстовыми формами, отличаются наибольшей водообильностью. Доказательством этого являются концентрированные выходы родников в приустьевых частях суходолов. Режим родников зоны горизонтального движения также сильно изменчив.

Зона сифонной циркуляции. Ниже зоны горизонтального движения, где гидравлическая связь вод зоны региональной трещиноватости и отдельных карстовых каналов по крупным тектоническим трещинам становится затрудненной, циркуляция происходит как правило по

крупным карстовым каналам. Вследствие этого воды приобретают напорный режим. Наличие такой зоны подтверждается мощными восходящими родниками (Красный Ключ, Сарва, Тюба и др.), выходящими из глубоких карстовых колодцев (38–40 м) под значительным напором. Отдельные выходы имеются в русле р. Уфы и её притоков. До заполнения чаши Павловского водохранилища они фиксировались по незамерзающим полыньям и раскрытием участков реки до начала общего ледохода.

Река Уфа, протекающая вблизи западной окраины плато, играет местную дренажную роль. Зона глубинной циркуляции изучена слабо.

Как доказано балансовыми расчетами по бассейну р. Яман-Елга, основными источниками питания карстовых вод являются атмосферные осадки — до 66 %. Кроме того определенную роль играют дополнительные источники питания — это поглощение рек и ручьев: Саулла, Яман-Елга, Шароварка, Симка и др. (от 1 до 20 %). Очевидно, существенную роль в питании играет конденсация влаги из воздуха (10–15 %), судя по интенсивной циркуляции воздуха в трещинах и полостях, наблюдаемой в виде «дующих» трещин вдоль бортов долин рек Уфа, Юрюзань, Яман-Елга и других эрозионно-карстовых форм.

Питание происходит как путем постепенной инфильтрации через глинистый чехол, так и инфильтрации по трещинам и понорам на дне воронок, по суходолам и оврагам, чаще унаследующим трещиноватые зоны. Инфильтрация атмосферных осадков и поверхностных водотоков является типичной для описываемого бассейна. В результате подземный сток преобладает над поверхностным (50–70 %).

Сток. Наличие транзитных рек (Уфа, Юрюзань, Ай), являющихся внутренними местными дренами, определяет многосторонний центробежный характер стока, а на междуречьях — двусторонний поперечный. Мелкие притоки (Кирзя, Симка, Шароварка и др.) дренируют верхние подвешенные горизонты и лишь в низовьях — зону полного водонасыщения, о чем свидетельствует отсутствие или прерывистый характер течения в верховьях и постоянный сток в низовьях.

Основной сток и разгрузка вод происходит в реки Юрюзань, Уфу, а также вдоль окраин плато: родник Сарва и реки Сарва, Симка и Шароварка. Реки Уса и Бирь также зарождаются на счет разгрузки карстовых вод описываемого бассейна. Вблизи окраин бассейна воды приобретают явно напорный характер.

В целом этот бассейн характеризуется транзитными поверхностными водотоками (Уфа, Юрюзань, Ай), являющимися основными дренажными системами, питание которых происходит за счет

инфильтрации и инфлюации атмосферных осадков и поглощения мелких водотоков.

Некоторые исследователи (Н. Д. Буданов и др.) связывают обилие подземных вод и выходы мощных родников по окраинам плато с крупными тектоническими трещинами и разломами, особенно вдоль восточной его окраины. При этом недостаточно учитывается влияние литологии на формирование подземного стока. Если вдоль восточного резкого уступа влияние тектоники, очевидно, является решающим, то вдоль западного борта определяющая роль принадлежит литолого-фациальному фактору.

Центральная карбонатная часть плато является областью формирования слабоминерализованных трещинно-карстовых вод, а его окраины по контакту с сульфатными и красноцветными верхнепермскими отложениями — зонами их сосредоточения и разгрузки. «Сосредоточенное движение карстовых вод вблизи контактов сульфатных и карбонатных пород является важной особенностью подземного стока в пределах данного бассейна» [Турышев, 1965]. Такое сосредоточение подземного тока на окраинах подтверждается большой плотностью карстопроявлений, высокими модулями подземного стока, вытянутыми с севера на юг современными и древними карстовыми котловинами, многодебитными родниками.

Причиной концентрации подземного стока вдоль зоны фациального замещения карбонатных пород гипсами является различная скорость их растворения. Воды, поступающие с плато, имеют высокую агрессивность по отношению к гипсу (дефицит насыщения CaSO_4 достигает 90–95 %) и сильно выщелачивают его. Развитие карста ведет к общему снижению уровня водоносного горизонта в приконтактной зоне и формированию сосредоточенного продольного подземного стока, который унаследуют и поверхностные водотоки (Бирь, Иньяк, Уса и др.). Этому во многом способствует полное разрушение гипсоносных пород и образование глинисто-карбонатных брекчий, создающих барраж на пути дальнейшего движения потока карстовых вод. К тому же мощность водоносного горизонта в сульфатных породах во много раз меньше мощности водоносного горизонта в карбонатах.

Модули подземного стока, фильтрационные характеристики карбонатных пород и гидравлические уклоны в пределах бассейна. Удобным полигоном для различных балансовых исследований является бассейн р. Яман-Елга. Многие исследователи [Лыкошин, Соколов, 1957; Буданов, 1964 и др.] высказывали мнение о возможном перехвате бассейном р. Яман-Елга стока р. Юрюзань. Водобалансовые расчеты

убедительно показывают, что подземный и поверхностный водосборы этого бассейна близки (табл. 6).

Максимальные значения модуля подземного стока достигаются весной и составляют 78,3–302,4 л/с×км², минимальные — зимой (февраль — март) и не превышают 6,8–7,4 л/с×км². Среднегодовой модуль подземного стока в южной части бассейна составляет 15,3–16,2 л/с×км² (табл. 7).

Таблица 6

Водный баланс бассейна р. Яман-Елга

1960 год	Млн. м ³ /год м ³ /сек	мм/год	%	Модули стока, л/с×км ²
Сумма годовых осадков на водосборной площади 785 км ²	<u>593,440</u> 15,62	755	100	Климатического 21,0
Сумма годового расхода Красного Ключа (753 км ²)	<u>393,157</u> 12,46	500	66,3	Подземного 17,9
Сумма годового расхода род. Тюба	<u>15,407</u> 0,49	24,1	3,2	Подземного 15,3
Суммарный годовой минимальный расход р. Яман-Елга (85 км ² , в т.ч. 32 км ² род. Тюба)	<u>5,361</u> 0,17	3,3	1,1	Подземного 7,7
Суммарный поверхностный сток р. Яман-Елга (с 85 км ²)	<u>16,582</u> 0,52	26,9	3,6	Поверхностного 6,1
Сумма расходной части баланса	<u>430,507</u> 13,64	559,5	74,2	
Разность между приходной и расходной частью баланса	<u>163,23</u> 1,98	195,2	25,8	

Модули подземного стока по данным случайных летних замеров на отдельных водотоках оцениваются от 1 до 3 л/с×км² и могут характеризовать лишь отдельные водоносные горизонты в зоне неполного водонасыщения и отчасти — полного. Очевидно, минимальные значения модулей подземного стока для всей характеризуемой части карстового бассейна будут от 3 до 7–10 л/с×км², средние (50 % обеспеченности) от 10 до 20 л/с×км².

Средний модуль подземного стока в условиях описываемого бассейна не показателен. А. В. Турышевым и Л. Д. Перевозчиковым [1965] введено понятие подвижного модуля подземного стока, так как модуль подземного стока, имеющий частное значение для конкретных площадей, является величиной переменной. Если в некарстующихся

породах подвижный модуль не имеет существенного значения, то в карстовых достигает значительных величин. В результате подвижный модуль подземного стока приобретает важное геохимическое и, особенно, гидродинамическое значение. Для плоского потока А. В. Турьшев предлагает находить величину подвижного модуля подземного стока по формуле арифметической прогрессии.

Таблица 7

Основные гидрогеологические характеристики бассейна р. Яман-Елга

Дата замера	Карстовый родник	Замеренный расход, м ³ /с	Площадь водосбора, км ²	Кол-во осадков с поправкой на дождемер, мм	Модуль стока, л/с*км ²	Модуль климатического стока, л/с*км ²	Коеф. подземного стока
13/XII-60	Родник Красный Ключ (минимальный)	5,12	753	755,0	6,8	21,0	–
20/IV-60	Родник Красный Ключ (максимальный)	58,0	753	755,0	78,3	21,0	–
Средний годовой	Родник Красный Ключ (средний)	12,46	753	755,0	15,3	21,0	73
19/I-61	Родник Тюба (минимальный)	0,241	32,0	739,0	7,4	23,4	–
11/IV-61	Родник Тюба (максимальный)	9,8	32,0	739,0	302,4	23,4	–
Средний годовой	Родник Тюба (средний)	0,528	32,0	739,0	16,2	23,4	69

Расчеты показывают, что если в приводораздельной части плато через трещины и полости протекает 15 л/с*км², то вблизи р. Уфы эта величина достигает 150 л/с*км², то есть в 10 раз больше. Значит и фильтрационные способности карбонатных толщ сильно изменчивы как в плане, так и в разрезе, о чем свидетельствуют данные детальных исследований по оценке гидрогеологических параметров карбонатных толщ при создании 4-х наблюдательных створов на Павловском водохранилище [Наумов, Мартин, 1959 г.; Петухов, 1970 г.]. Коэффициенты уровнепроводности, рассчитанные по методике Н. Н. Биндемана с использованием данных наблюдений за режимом уровней карстовых вод в период сработки и наполнения водохранилища, позволили оценить боковую приточность карстовых вод в водохранилище,

которая составляет: в створе I — 10, в створе II — 10, в створе III — 70, в створе IV — 106, в створе у пос. Красный Ключ — уже 700–800 л/с с 1 км береговой линии, то есть величина боковой приточности возрастает с продвижением к югу, к окраине бассейна.

В процессе сооружения Павловской ГЭС для предотвращения фильтрации в обход и под плотину по трещинам и карстовым каналам была создана цементная завеса. Однако данные наблюдений за режимом подземных вод показали, что происходит обходная фильтрация. Это подтверждается существованием устойчивой депрессии в уровне подземных вод вдоль левобережного примыкания, вдоль переуглубленного русла р. Уфы, данными прямых единовременных замеров по ряду гидростворов через 6 часов после полного перекрытия шлюзов ГЭС в 1967 и 1970 гг. Величина подземного притока на первых 3–4 км ниже плотины составляет около 2 м³/с, на последующих постепенно снижается до 0,85 м³/с. Значит величина обходной фильтрации около 1,25 м³/с на 1 км, а на 4 км — 5 м³/с, что составляет около 2 % от среднегодового расхода р. Уфы (1943–60 гг.) по посту Красный Ключ. В то же время, общая величина невязки водного баланса составляет 10–14 %.

По условиям формирования подземных вод, их движения и разгрузки различаются: а) береговой склон, б) придолинная зона, в) водораздельное плато.

Береговой склон в условиях данного бассейна отличается значительной мощностью зоны вертикальной и переходной циркуляции, хорошей дренированностью, невысокими напорными градиентами подземных вод.

Создание водохранилища на р. Уфе вызвало увеличение мощности зоны переходной циркуляции в пределах берегового склона, где водопропускная способность трещин и карстовых каналов максимальная. Здесь наиболее раскрыты трещины бортового отпора. С ними связаны все наиболее крупные карстовые пещеры на плато. Эти трещины способствуют прямой инфильтрации атмосферных осадков вглубь и перетоку подвешенных горизонтов.

Помимо максимального транзита через полосу берегового склона вод со стороны водораздельного плато и инфильтрации талых и дождевых вод через трещины в паводок происходит прямое проникновение опресненных вод рек в узкой прибрежной полосе. Все это ведет к активизации карстового процесса в зоне берегового склона. Во многом способствует этому активная циркуляция воздуха и постоянное обогащение вод углекислотой («дующие» трещины и скважины в районе пос. Павловка, Яман-Порт, Уразбахты и др.).

В береговой зоне наблюдается резкий перегиб в продольном профиле суходолов (возрастание крутизны) и уменьшение количества поверхностных карстопроявлений.

Водораздельное плато характеризуется очаговым характером развития карста, чему способствуют первичные тектонические трещины, унаследованные в настоящее время эрозионно-карстовыми формами, и, особенно, широко развитый глинистый чехол олигоцен-миоценовых отложений. Проникновение атмосферных осадков вглубь происходит концентрированно в пределах существующих карстовых форм. Карстовый процесс на таких участках наиболее активен и вертикальные каналы приобретают все более разработанный характер. После достижения зоны горизонтальной циркуляции вода, еще достаточно агрессивная, продолжает выщелачивание отдельных горизонтальных каналов, а, следовательно, способствует все большей концентрации подземного стока. Таким образом, концентрированное питание является одной из причин сосредоточения подземного стока в условиях данного бассейна. Гидравлические уклоны здесь незначительны.

Придолинная зона занимает промежуточное положение. Гидравлические уклоны здесь обычно возрастают. Суходолы в этой зоне, являющиеся наиболее характерными формами, имеют небольшие уклоны и по их дну, как правило, имеются цепи карстовых воронок. Здесь в основном характерен поперечный линейный концентрированный подземный сток.

Долинная зона (дополнена Г. А. Максимовичем) является логическим завершением гидродинамической схемы А. Г. Лыкошина. Эта зона участками шириной до 1 км является зоной концентрированной разгрузки (видимой и невидимой) карстовых вод, а также продольного подруслового стока вдоль переуглубленного русла р. Уфы и ее притоков. Уровни карстовых вод в межень на излучинах имеют устойчивый более низкий уровень в сравнении с уровнем воды в реке. Эта зона характеризуется переводом поперечного стока в продольный, согласный с дренажем.

Поверхностных карстовых форм здесь обычно не наблюдается. Зато бурением вскрываются многочисленные карстовые каналы как в долине р. Уфы, так и Юрюзани. Даже суходол Яман-Елга не потерял свою дренажную роль, благодаря разработанным подрусловым карстовым каналам.

Режим карстовых вод в пределах описываемого бассейна характеризуется значительной изменчивостью во времени. Дебиты родников из подвешенных горизонтов колеблются от долей до нескольких сот л/с. Коэффициент колебания дебита ($R_{ма}$ по Г. А. Максимовичу) равен 30,

то есть по режиму относятся к исключительно переменным. Дебиты крупных родников зоны горизонтальной и сифонной циркуляции (Красный Ключ, Тюба, Сарва и др.) также исключительно переменны, так как $R_{\text{ма}} = 30$.

Режим уровня карстовых вод менее изменчив. В наблюдательных скважинах на междуречье в районе Павловки амплитуда колебаний 2–3 м, тогда как на участках карстовых полей отмечаются скачки в уровнях до 10–15 м. Подобные изменения в уровнях карстовых вод наблюдаются в скважинах, пробуренных по тальвегу Красноключевского оврага. Эти факты показывают, что карстовые воронки и карстово-эрозионные суходолы являются очагами концентрированного питания, следствием которого является периодический резкий подъем уровней под ними и образование «бугристости» в уровне карстовых вод.

Химический состав и минерализация карстовых вод закономерно изменяются от области питания по направлению к зонам разгрузки, к окраинам бассейна и с глубиной. Подвешенные воды в зоне вертикального движения имеют преимущественно низкую минерализацию (0,1–0,2 г/л) при гидрокарбонатном кальциевом составе. В зоне горизонтального стока минерализация вод достигает 0,4–0,5 г/л, но состав их не изменяется. Лишь примерно в 200 м ниже врезов современной гидросети появляются солоноватые сульфатные воды.

В горизонтальном плане гидрогеохимические изменения довольно резко происходят у окраин бассейна, где воды входят в контакт с иренскими гипсами. Здесь формируются сульфатные кальциевые воды с минерализацией до 2–3 г/л.

К. А. Горбуновой [1960] для северной части бассейна установлена закономерная смена типов вод с продвижением от центра к периферии бассейна от гидрокарбонатных кальциево-магниевых с минерализацией 400–580 мг/л до гидрокарбонатно-сульфатных кальциевых с минерализацией 1500–2700 мг/л с одновременным увеличением содержания сульфатов от 27 до 700–1600 мг/л. Первые характерны для карбонатных пород центральной части бассейна до уровня эрозионных врезов, а вторые — для сульфатных пород периферии бассейна. Подобная закономерная смена как по латерали, так и в вертикальном разрезе наблюдается и в южной части бассейна. Формирование ионно-солевого состава карстовых вод обусловлено литологией водовмещающих пород и гидродинамическим фактором.

Подземная химическая или карстовая денудация по Г. А. Максимовичу — это слой карстующихся пород в микрометрах (мкм), который выносится в год с площади карстующегося массива. Карстовая денудация в условиях карбонатного карста в северной части бассейна

К. А. Горбуновой [1960] оценивается в 12,7 мкм, а для гипсового карста Кишертско-Суксунского района в 117 мкм.

В результате подобных расчетов по южной части бассейна (бассейн р. Яман-Елга) при средней минерализации воды Красного Ключа 200 мг/л и модуле подземного стока 15,3–17,9 л/схкм² установлено, что величина карстовой денудации составляет 38–45 мкм в год на площади 785 км². Величина карстовой денудации в южной части бассейна в 3 раза выше, чем в северной, что вполне объяснимо большим количеством осадков, возрастанием степени трещиноватости и раскрытости трещин, глубины и степени расчлененности рельефа, а следовательно, и внутренней закарстованности массива. Интегральным показателем всего этого является более высокий (15–17 м/схкм²) модуль подземного стока, следовательно, значительно большие запасы подземных вод.

По западной окраине плато, в бассейне р. Усы, где разгружаются воды из филипповских доломитов, величина карстовой денудации составляет 3,2–18,9 мкм. По всему правобережью р. Уфы в пределах бассейна величина карстовой денудации по площади чрезвычайно неравномерна и изменяется от 0,94 до 23,82 мкм.

Карстовая денудация по окраинам бассейна, где появляются сульфатные толщи, резко возрастает. В бассейне р. Бирь она достигает 200–300 мкм, а на отдельных участках даже 1169 мкм. Подобный рост карстовой денудации отмечается в бассейнах р. Ар и отдельных правобережных притоков р. Уфы.

Французский исследователь Ж. Корбель [Corbel, 1959], а затем польский ученый М. Пулина [Pulina, 1966], видоизменив формулу Корбеля, предлагают определять скорость химической денудации в м³/годхкм² или в мм за 1000 лет. Скорость подземной химической денудации в условиях карбонатного карста колеблется от 0,94 до 45, в районах сульфатного карста — от 62 до 480, а на участках с проявлениями соляных прослоев — до 1169 м³/годхкм² (см. табл. 6 и 7). Эти величины несколько выше, чем полученные Е. А. Кротовой [1970] в северной части Предуралья.

Скорость развития карста или активности по методу Н. В. Родионова [1950] в пределах бассейна р. Яман-Елга при средней мощности карстующихся пород 100 м и скорости ионного выноса 3,58 г/схкм² составляет 0,045 % (4 класс по Г. А. Максимовичу — значительная).

Для западной окраины бассейна в условиях фациального замещения карбонатов сульфатами, соответствующих изменений минерализации и состава вод, при средней мощности закарстованных пород 50 м и ионном выносе от 10 до 100 г/схкм² активность карста достигает 1,

а участками 2 % (в среднем 0,2–0,5 %). Если взять для расчетов мощность карстующейся толщи 15 м, как это принято у К. А. Горбуновой для Пермской области, то эти величины будут выше в среднем в 3 раза.

Таким образом, активность карстового процесса к югу по всем оценкам значительно (в 3 раза) возрастает, что вполне объяснимо более благоприятными условиями питания и дренирования бассейна карстовых вод. Вследствие этого южная часть бассейна является более опасной для строительства, особенно гидротехнического. Водные ресурсы значительно выше, но трудность поисков их возрастает вследствие максимальной концентрации подземного стока по отдельным карстовым каналам (табл. 8 и 9).

Таблица 8

Скорость карстовой денудации в пределах западной окраины бассейна карстовых вод Уфимского плато

№№ замеров	Содержание растворенных солей, мг/л (Т)	Модуль подземного стока, л/с×км ² (V)	Химическая денудация, м ³ /год×км ² D=0,0126×Т для карбонатов D=0,0117×Т, для сульфатов	Состав вод
1	2	3	4	5
Бассейн р. Уса				
1	300	3,3	12,47	HCO ₃ -Ca
68	300	3,6	13,61	HCO ₃ -Ca
65	250	1,0	3,15	HCO ₃ -Ca
64	250	5,6	18,9	HCO ₃ -Ca
Бассейн р. Бирь				
5	400	1,9	8,89	HCO ₃ -Ca
12	910	109,8	1169,04	SO ₄ -HCO ₃ -Ca
13	1150	35,8	480,68	SO ₄ -HCO ₃ -Ca
10	2070	4,7	113,82	SO ₄ -Ca
11	1000	1,8	22,48	SO ₄ -HCO ₃ -Ca
3	600	0,5	3,51	HCO ₃ -Ca
4	1110	22,5	293,2	SO ₄ -HCO ₃ -Ca
Притоки р. Ар				
	1150	12,5	168,19	SO ₄ -HCO ₃ -Ca
	900	0,9	9,48	SO ₄ -HCO ₃ -Ca
	1140	1,5	20,0	SO ₄ -HCO ₃ -Ca
	1230	8,6	123,76	SO ₄ -HCO ₃ -Ca
	1280	4,2	62,89	SO ₄ -HCO ₃ -Ca
	1250	0,31	43,34	SO ₄ -Ca
	370	1,56	72,73	HCO ₃ -Ca
	1400	0,8	13,00	SO ₄ -HCO ₃ -Ca

1	2	3	4	5
Притоки р. Уфа				
33	260	1,2	3,93	HCO ₃ -Ca
36	240	14,3	428,45	HCO ₃ -Ca
Богазка	240	4,5	13,5	HCO ₃ -Ca
В. Байка	300	0,5	1,89	HCO ₃ -Ca
19	300	0,25	0,94	HCO ₃ -Ca
17	1560	0,13	3,23	SO ₄ -Ca
20	1370	0,88	14,10	SO ₄ -Ca
15	1650	61,0	1177,6	SO ₄ -Cl-Ca
16		12,1	164,22	SO ₄ -Ca
∑ всех бассейнов	1160	4,6	62,43	SO ₄ -Ca
23	240	1,8	5,44	HCO ₃ -Ca
22	220	0,87	23,82	HCO ₃ -Ca
22+23	230	1,40	3,96	HCO ₃ -Ca
76/77	340	2,50	10,71	HCO ₃ -Ca
29	300	2,30	3,69	HCO ₃ -Ca
25	370	0,16	7,46	HCO ₃ -Ca
26	390	26,50	130,22	HCO ₃ -SO ₄ -Ca
25+26+29	380	2,26	10,82	HCO ₃ -SO ₄ -Ca
25+26	390	2,2	10,81	HCO ₃ -SO ₄ -Ca
73	270	1,40	4,76	HCO ₃ -SO ₄ -Ca
75	290	2,50	9,13	HCO ₃ -SO ₄ -Ca
74	260	7,10	23,26	HCO ₃ -SO ₄ -Ca
72	230	2,40	6,95	HCO ₃ -SO ₄ -Ca
66	210	2,50	6,61	HCO ₃ -SO ₄ -Ca

Моноклиальный карстовый бассейн Бугульмино-Белебеевской возвышенности в пределы Башкирии входит только крайней восточной частью в верховьях рек Ик и Дема. Подземные воды трещинно-пластового и трещинно-карстового типов приурочены в основном к верхнеказанским карбонатным породам. На большей части междуречных пространств бассейн перекрыт татарским ярусом и подстилается нижнеказанским подъярусом. Выдержанные глинистые прослои среди карбонатных пород обусловили наличие четырех водоносных горизонтов.

Первый (верхний) водоносный горизонт распространен на междуречьях. Разгрузка его чаще имеет линейно рассредоточенный характер на протяжении от 5–20 до 500 м с превышением от 5 до 15 м над тальве-

гами долин и дает начало рекам Ик, Семяк, Менеуз, Слак и их притокам. Экспозиция разгрузки горизонта соответствует общему погружению пород в юго-западном направлении. Общий родниковый сток в южной части [Андрианов, 1971 г.] составляет 130 л/с. Дебиты отдельных выходов обычно 0,5–3,0 л/с. Наряду с этим имеются практически безводные сдренированные участки. Гидравлической взаимосвязи и перетоку вод на таких участках способствует наличие трещиноватых зон, в пределах которых наблюдаются даже частичные потери поверхностного стока рек (Ик, Лось, Сирма, Семяк и др.).

Таблица 9

Скорость химической денудации по отдельным водоносным горизонтам и водосборным бассейнам в пределах западной окраины внутреннего бассейна Уфимского плато

Водоносные горизонты и водосборные бассейны	Модуль под-земного стока, л/с×км ²	Содержание растворенных солей, мг/л (г)	Химическая денудация, м ³ /год×км ²
1	2	3	4
Водоносный горизонт в иренских гипсово-ангидритовых отложениях в бассейне р. Ар и р. Бирь	3,7 6,8	1200 900–1600	51,95 71,60-126,5
Водоносный горизонт в филипповском горизонте кунгурского яруса (карбонатная фация):			
в бассейне р. Уса	3,3	250	10,39
в бассейне р. Урюш	2,26	350	9,97
в бассейне р. Бурма	2,50	210	6,61
Водоносный комплекс в филипповском горизонте кунгурского яруса и верхнеартинском подъярусе:			
в бассейне р. Багазка	4,5	240	13,60
в бассейне р. Атерь	1,4	230	4,06
в бассейне р. Салази	2,5	340	10,71
в бассейне р. Иришты	2,5	270	8,50
в бассейне р. Сух. Семяш	2,4	230	6,95
в бассейне р. Бельгишка	1,0		
Водоносный комплекс в верхне- и нижнеартинском подъярусах	6,6	400	33,26

Линейный коэффициент закарстованности известняковых слоев мощностью 0,3 м в долине р. Тарказа в зонах вертикальной и горизонтальной циркуляции колеблется от 6 до 45 %, а трещинно-каверновая

пустотность в них достигает 30–35 %. Трещины и каверны иногда заполнены продуктами кристаллизации из водных растворов. Преимущественно полости открытые, что является косвенным признаком активизации карста, обусловленной интенсивными неотектоническими поднятиями исследуемой территории.

Действительная скорость движения трещинно-карстовых вод в долине р. Сухая Тарказа, определенная методом заряженного тела, составляет 1,73–4,32 м/сут (рис. 17), а коэффициент фильтрации неравномерно закарстованных верхнеказанских известняков, определенный методом наливов и откачек, от 5 до 20 м/сут. Удельное водопоглощение известняково-мергелистых отложений колеблется от 0,67 до 1,71 л/мин×м, достигая в интенсивно закарстованных карбонатных слоях 20 л/мин×м и более. Закарстованность верхнеказанских карбонатных пород обусловила полное поглощение жидкости с расходом до 3 л/с при бурении инженерно-геологических скважин [Абдрахманов, 1988,].

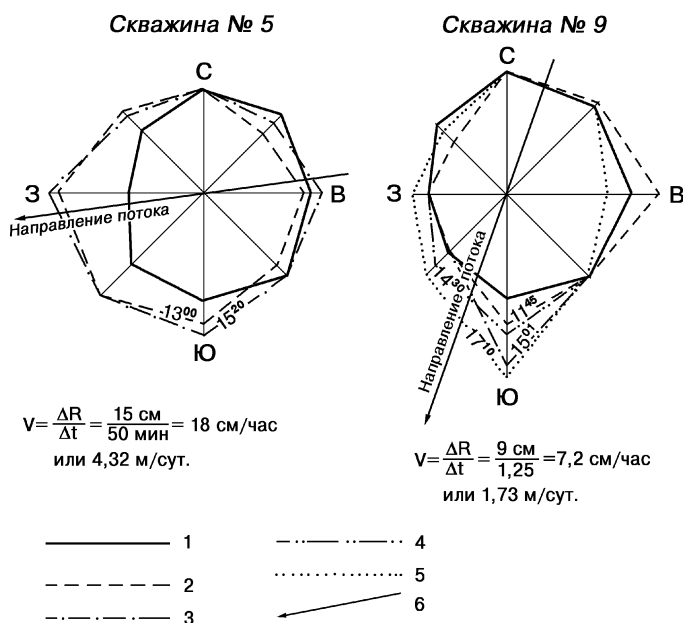


Рис. 17. Результаты определений действительных скоростей движения вод в верхнеказанских отложениях в долине р. Тарказа [Абдрахманов, Попов, 1985]

1 – изолиния, снятая до засолки скважины; 2–5 – изолинии снятые через определенные интервалы времени после засолки; 6 – направление преобладающей трещиноватости и потока

Второй горизонт распространен несколько шире, чем первый (Слак-Демское, Киргиз-Мияки—Демское и другие междуречья). Водоносными являются преимущественно известняки и доломиты, меньше — песчаники (в северной части бассейна). Разгрузка вод происходит в виде сосредоточенных родников и пластовых рассредоточенных выходов чаще на 5—20 м выше дна тальвегов основных дрен. При этом наблюдается закономерное снижение отметок выходов в юго-западном направлении по мере погружения горизонта. Наличие выдержанных глинистых пропластков в северных разрезах горизонта способствовало образованию 3—4 водоносных слоев в составе второго горизонта. В южной части, где разрез чисто карбонатный, карстовые воды имеют единый уровень. Суммарный родниковый сток достигает 484 л/с. Преобладают родники с дебитом до 1 л/с, но на их долю приходится всего 24 л/с или 0,5 % общего стока. Наиболее высокодебитные карстовые родники (до 50—70 л/с) находятся в долинах рек Седяк, Ик. Модуль родникового стока составляет 0,8—1,0 л/схкм².

Третий горизонт развит шире второго. Водоносными являются карбонатные и реже сульфатные отложения. Однако суммарный родниковый сток значительно ниже (165 л/схкм²), что объясняется меньшей (почти в два раза) мощностью горизонта. Суммарный родниковый сток всех трех горизонтов составляет обычно 7—15 % от общего родникового стока карстового бассейна, а в верховьях р. Ик достигает 27—50 %.

Четвертый горизонт приурочен также к известнякам и доломитам, участками — к песчаникам. Прослой глин и мергелей местами способствуют обособлению отдельных водоносных слоев в составе горизонта. В юго-западной части бассейна, где карбонатные породы в верхней части разреза (мощностью 5—7 м) замещены гипсами, сильно развит карст. Это способствует максимальной концентрации подземного стока, следствием чего являются родники с дебитом до 50 и даже 200 л/с. Одновременно встречаются и пластовые выходы протяженностью до 50 м. Данный горизонт имеет наиболее высокую водоносность. Суммарный родниковый сток достигает 715 л/с. Средний модуль подземного стока 0,32, а на площадях развития гипсов достигает 2—4 л/схкм². В южной части бассейна зафиксировано 109 родников, в том числе с дебитом до 1 л/с — 49 (Σ16 л/с), от 1 до 10 л/с — 43 (Σ152 л/с), 10—50 л/с — 17 (Σ545 л/с). Многодебитные родники чаще тяготеют к центральным частям местных депрессий (ниже с. Аитово).

Питание карстовых вод бассейна происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и перетока вод из вышележащих отложений,

а также частично за счет поглощения поверхностного стока на крайнем юго-западе бассейна.

Питание, движение и разгрузка карстовых вод бассейна определяются особенностями тектоники и рельефа. Питание вод в связи с моноклинальным залеганием пород происходит в основном на склонах, обращенных в сторону обратную падению пород, а разгрузка — на противоположных склонах речных долин. Это же обусловило и односторонний сток в юго-западном направлении. Сильная расчлененность бассейна гидрографической сетью определила короткие пути движения, активное дренирование и неполную водонасыщенность подвешенных горизонтов, а следовательно, и их безнапорность. Лишь в нижней части разреза (четвертый горизонт) на крайнем юго-западе появляется напорный режим.

Гидродинамический профиль бассейна своеобразен. Даже выше современных эрозионных врезов в зоне вертикального нисходящего движения бассейна имеется четыре выдержанных водоносных горизонта. Поэтому правильнее эту зону, по Н. И. Плотникову [1957], называть зоной инфлюации и транзита карстовых вод. Пластово-карстовый тип вод сменяется на пластово-трещинно-карстовый только в районе Азнаево — Аитово, где подвешенные горизонты не выдержаны.

На крайнем юго-западе, в связи с общим погружением водовмещающих карбонатных толщ ниже эрозионной сети, карстовый бассейн приобретает напорный характер.

По удаленности и особенностям зон разгрузки для данного бассейна характерен гидродинамический тип карста, связанный с дренирующим влиянием близких эрозионных врезов [Лыкошин, 1959], которыми являются реки Ик, Дема и их притоки.

Береговой склон и придолинная зона — наиболее активные участки перетока вод по трещинам бортового отпора и тектоническим трещинам, следствием чего являются наибольшая активность карста и наличие поверхностных карстопроявлений в этой части территории.

Водораздельное плато преимущественно закрыто татарскими отложениями. В результате питание карстовых вод происходит на отдельных участках активной трещиноватости. Поэтому карстопроявления на междуречьях редки.

Долинная зона чаще носит унаследованный характер, то есть контролируется трещиноватыми зонами, вследствие чего является активным каналом продольного подземного стока, наиболее благоприятным для аккумуляции карстовых вод.

Модули подземного стока в пределах бассейна изменяются от 0,3 до 3,8 л/с/км². Максимальные значения характерны для юго-западной

части бассейна, где развит сульфатно-карбонатный карст. Средняя величина модуля подземного стока составляет 2,76 л/с×км².

Режим карстовых вод бассейна отличается относительной стабильностью. Коэффициент колебания дебита родников ($R_{ма}$) 1–2. Дебиты родников из подвешенных горизонтов более изменчивы ($R_{ма}$ до 10), родники относятся к группе переменных.

Химический состав и минерализация карстовых вод бассейна зависят от состава водовмещающих пород. Для бассейна характерными являются гидрокарбонатные магниевые-кальциевые воды. Минерализация их — 0,2–0,4 г/л. Лишь в зоне развития сульфатных пород развиты гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые воды. Минерализация их возрастает до 2 г/л.

Подземная химическая или карстовая денудация при этих показателях составляет 7–15 мкм. На участках сульфатно-карбонатного карста, где модули подземного стока значительно выше (3–4 л/с×км²) и минерализация карстовых вод составляет 1–2 г/л, величина карстовой денудации достигает 35–95 мкм.

Скорость химической денудации в м³/год×км² или в мм за 1000 лет, вычисленная по методике Ж. Корбеля и М. Пулины, на большей части бассейна изменяется от 7 до 15 м³/год×км², а на площади с наличием сульфатных прослоев — от 35 до 95 м³/год×км².

Скорость развития карста или его активность, определенная по методике Н. В. Родионова, при средней мощности водоносных пород 25 м и скорости ионного выноса 0,85 г/с×км² (0,3×2,76) с площади 2000 км² составляет 0,286 %, то есть большая. На площади сульфатно-карбонатного карста активность процесса достигает 2 % (площадь примерно 250 км², мощность 10 м, скорость ионного выноса 3 г/с×км² (1,0×3), то есть почти такая же, как и в зоне фациального замещения карбонатных пород на сульфатные вдоль западного борта Уфимского плато.

Камско-Бельский карстовый бассейн развит в пределах почти всей территории Волго-Камского артезианского бассейна в основании верхнего гидрогеологического этажа. Водовмещающими породами в иренском горизонте являются в основном гипсы и ангидриты, а также прослой доломитов, известняков и солей, а в соликамском — известняки и мергели. Водоносность и мощность обводненной зоны обусловлены степенью трещиноватости, закарстованности и расчлененности, а также перекрытостью некарстующимися толщами и положением по отношению к современным и древним базисам эрозии.

Мощность этой зоны колеблется от 1 до 50 м. На отдельных участках эта толща почти полностью закарстована. Закарстованность

обычно носит линейный или очаговый характер, связанный с трещинами по азимутам $340-355^\circ$ и $15-20^\circ$ и узлами их сопряжения, которые на поверхности часто контролируются современными эрозионно-карстовыми формами. В связи с этими особенностями карстовые воды бассейна концентрируются в основном по таким зонам, и бассейн носит дискретный характер.

Под покровом уфимских и неогеново-четвертичных отложений карстовые воды бассейна часто объединяются с подземными водами, приуроченными к основанию перекрывающих толщ. Кровля бассейна представляет собой сопряжение валов и депрессий, куполов и впадин, вследствие чего бассейн карстовых вод залегает прямо у поверхности или перекрыт толщей уфимских и неогеново-четвертичных отложений. Он залегает выше или ниже врезов современной гидросети. Это создает определенную специфику условий залегания трещинно-карстовых вод, их питания, движения и разгрузки. По условиям залегания можно выделить 3 обстановки: открытую, полузакрытую и закрытую.

Открытая обстановка наблюдается вдоль западной окраины Башкирского свода и восточного борта Предуральской депрессии, в зоне Рязано-Охлебнинского вала и на Уршак-Бельском междуречье. Здесь гипсы залегают на абсолютных отметках от 30 до 200 м, возвышаясь на отдельных участках над современным базисом эрозии на 60–80 м. Сверху они обычно перекрыты маломощным чехлом элювиально-делювиальных глинистых отложений.

Полузакрытая обстановка установлена вдоль юго-восточной окраины Русской платформы, в пределах Уршак-Демского и Уфа-Бельского междуречий (за исключением Аскинского района), а также в пределах Туймазинского вала. Здесь кровля гипсов залегает на отметках от 100 до 130 м. Мощность перекрывающих уфимских отложений на междуречьях колеблется от 30 до 100 м, а четвертичных аллювиальных и неогеновых осадков в долинах — от 5–10 до 200–250 м (рис. 18).

Закрытая обстановка характерна для всего юго-восточного склона Русской платформы и Предуральского прогиба. Здесь гипсы залегают на отметках от +20 до –150 м и надежно перекрыты верхнепермской толщей (рис. 19).

Глубина залегания карстовых вод в условиях открытого бассейна зависит от глубины эрозионных врезов и колеблется от 0 до 50–100 м, в условиях полузакрытого бассейна — от 0 в основании склонов до 100 м на междуречьях и до 200–250 м в переуглубленных частях долин, в закрытых условиях — от 100 до 500 м (в прогибе).

Формирование вод в условиях открытого бассейна происходит как путем инфильтрации атмосферных осадков через маломощный

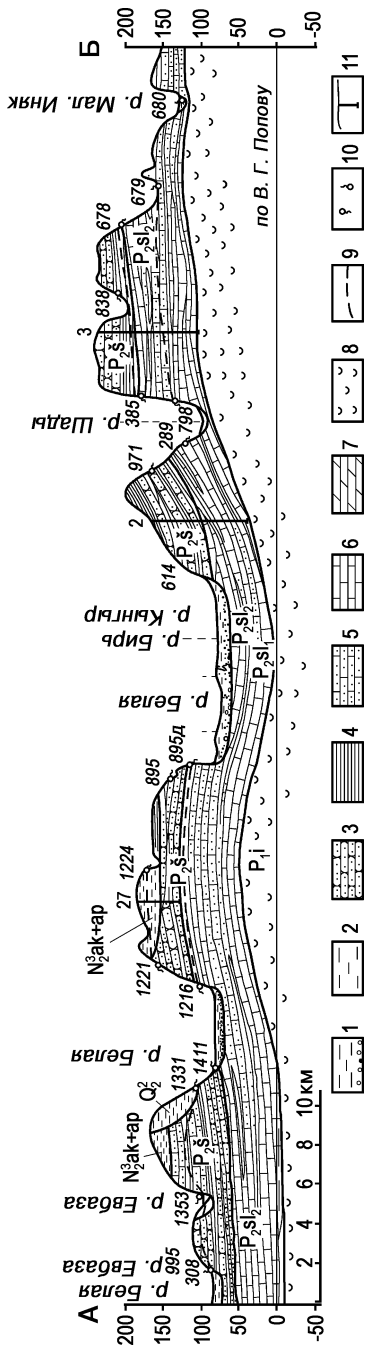


Рис. 18. Гидрогеологический разрез Камско-Бельского бассейна в полузакрытых условиях (разрез 3 на рис. 13) (по В. Г. Попову [1968 г.])

1 — водоносные породы; 2 — глины и галечники, 3 — песчаники и алевролиты, 4 — аргиллиты и аргиллитоподобные глины, 5 — песчанистые известняки, 6 — известняки, 7 — мертели, 8 — гипсы; 9 — уровни подземных вод; 10 — родники нисходящие и восходящие; 11 — скважины

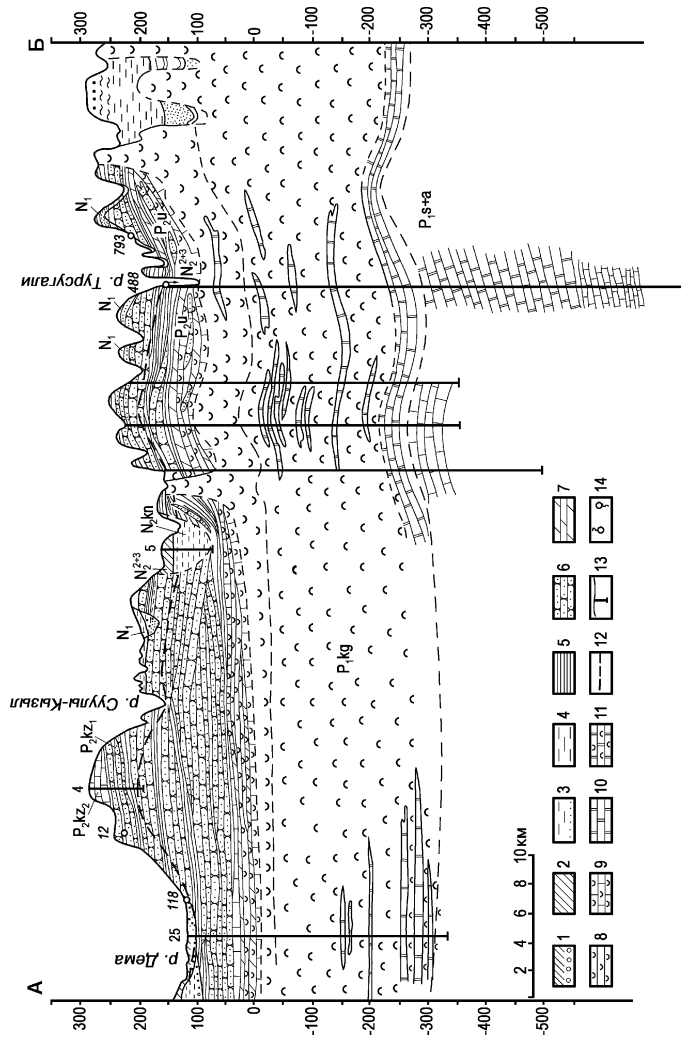


Рис. 19. Гидрогеологический разрез Камско-Бельского карстового бассейна в полуоткрытых и закрытых условиях (разрез 4 на рис. 13) (по Г. М. Андрианову [1958 г.])

1—11 — водоносные породы: 1 — суглинки с прослоями галечников, 2 — суглинки, 3 — глины с прослоями песка, 4 — глины, 5 — аргиллиты, 6 — песчаники и алевролиты, 7 — мергели, 8 — гипсы, 9 — известняки загипсованные, 10 — доломиты, 11 — доломиты загипсованные; 12 — уровни подземных вод; 13 — скважины; 14 — родники восходящие и нисходящие

глинистый чехол на междуречьях, так и путем инфлюации на участках поверхностных карстопроявлений. Концентрированному питанию во многом способствуют перекрывающие глинистые элювиально-делювиальные отложения.

В полузакрытых условиях питание происходит как за счет атмосферных осадков, так и перетока вод из вышележащих отложений по трещиноватым ослабленным зонам, особенно вдоль склонов, где бассейн узкой полосой открыт. В пределах долин рек бассейн залегает под водоносными аллювиальными четвертичными и неогеновыми отложениями и тесно взаимосвязан с ними. В закрытых условиях питание бассейна происходит только за счет перетока вод из вышележащих отложений по отдельным нарушенным зонам.

На полузакрытых (на междуречьях) и закрытых участках карстовые воды обычно имеют напорный режим, который часто сохраняется и в зоне разгрузки по долинам рек. В этих условиях карстовые воды приобретают черты карстово-пластовых, а бассейн в целом — черты артезианского.

Разгрузка карстовых вод бассейна происходит в виде сосредоточенных родников, часто с превышением до 1–1,5 м над урезом воды в реке, нередко наблюдаются подрусловые восходящие выходы карстовых вод. В условиях открытого бассейна разгрузка происходит чаще в виде сосредоточенных восходящих или нисходящих струй цепочкой вдоль подножия склонов (бассейн р. Аургаза).

Водоносность бассейна чрезвычайно неравномерна: от практически безводных участков на междуречьях под уфимскими толщами до сильнообводненных вдоль трещиноватых и закарстованных зон по бортам долин, в полосе фациального замещения гипсов на карбонаты и т.д. Дебиты родников и скважин колеблются от сотых и десятых до 400–500 л/с. Многодебитные выходы карстовых вод (50–100 л/с) наблюдаются на участках сочленения валов (Тавтимановский, Рязано-Охлебининский и др.) с эрозионной сетью (реки Бирь, Аургаза и др.).

В условиях открытого бассейна карстовых вод при наличии магистральных транзитных рек (Уфы, Белой, Уршака, Аургазы и др.) имеются все гидродинамические зоны, то есть характерен VI тип гидродинамического профиля по Г. А. Максимовичу. В условиях полузакрытого бассейна, когда дренирующее влияние магистральных рек еще значительно, характерен IV тип гидродинамического профиля с зонами переходного, горизонтального движения и сифонной циркуляции. В пределах крупных магистральных долин имеются только зоны горизонтального движения и сифонной циркуляции, как и в условиях закрытого бассейна.

В условиях открытого бассейна карстовых вод зона поверхностного стока благоприятствует концентрированному переводу атмосферных осадков и талых вод через карстовые поноры и щели на дне многочисленных воронок и суходолов вглубь массива, способствуя тем самым дальнейшему их расширению и росту. В подавляющем большинстве случаев в формировании карстовых воронок участвуют эрозионные процессы. Площадной механический смыв глинистого чехла ведет к кольматации открытых поноров и трещин, к постепенному заилению воронок и образованию карстовых озер (в районе с. Аскино, многих озер на Уршак-Бельском междуречье). Тем самым ликвидируются отдельные очаги активного питания карстовых вод.

Зона вертикального движения карстовых вод имеет мощность от нескольких метров вблизи долин до 60–80 м на междуречьях. Внутри этой зоны выделяются очаги перетока и монолитные водонепроницаемые массивы гипсов. Такие очаги — зоны перетока обычно унаследуют участки экзотектонических и неотектонических нарушений. Транзит атмосферных осадков через эту зону до водоносного горизонта вызывает расширение трещин и образование вертикальных каналов.

Подзона подвешенных вод в условиях сульфатного карста — явление довольно редкое.

Зона колебаний уровня карстовых вод (переходная) развита повсеместно. Мощность ее зависит от сезонных и многолетних колебаний уровня карстовых вод. Максимальная мощность переходной зоны (до 12 м) — на участках берегового склона вблизи русла и в придолинной зоне, минимальная (1–2, редко 3–5 м) — на водораздельном плато. Эта зона отличается неравномерной закарстованностью. На общем фоне выделяются практически безводные участки и сильно обводненные карстовые каналы и полости сосредоточенного стока. Доказательством последнего являются многочисленные карстовые пещеры, обводняемые весной (Благовещенские, Карламанская, Уфимские и др.).

Зона горизонтального движения также имеет непостоянную мощность: на участках активной трещиноватости и закарстованности она достигает нескольких десятков метров, в присклоновых частях долин обычно не превышает 10–15 м, а на междуречьях — 2–3 м. Зона горизонтального движения карстовых вод имеет дискретный характер, обусловленный неравномерной трещиноватостью и закарстованностью как по вертикали, так и по горизонтали.

Зона сифонной циркуляции развита неповсеместно. На междуречьях она имеется лишь под эрозионно-карстовыми долинами и суходолами, которые обычно унаследуют наиболее трещиноватые зоны.

Подтверждением является вскрытие карстовых каналов с напорными, часто до самоизлива, карстовыми водами под долинами рек.

Зона глубинного движения не характерна для гипсового карста, но данные последних лет (провалы и поглощения в процессе бурения) показывают, что в пределах Рязано-Охлебнинского вала гипсово-ангидритовая толща участками на всю мощность закарстована. Особенно интенсивен карст вблизи древних эрозионно-карстовых впадин, очевидно, унаследовавших ослабленные или наиболее напряженные зоны. По таким зонам установлена сероносность как показатель окислительных процессов и глубинных вертикальных перетоков сульфидных вод.

В условиях полузакрытого бассейна на междуречьях имеются только зоны горизонтального движения и сифонной циркуляции, а в придолинных частях рек и особенно вдоль их склонов — также зоны вертикального движения и переходной циркуляции.

Зона горизонтального движения имеет мощность от 2 до 10 м и приурочена к контакту с соликамским горизонтом. Трещиноватость и закарстованность пород в основном незначительны, а поэтому фильтрационные способности их обычно невысокие (тысячные и сотые доли м/сут). На этом фоне имеются сильно закарстованные участки, в пределах которых коэффициент фильтрации пород достигает 50–100 м/сут. В связи с этим и дебиты скважин обычно составляют сотые доли л/с и лишь местами — до 10–15 л/с.

Зоны вертикального и переходного движения имеются участками вдоль бортов долин. Мощность последней достигает 10–11 м, а первой до 15–20 м. Через зону вертикального движения карстовых вод здесь происходит не только поглощение атмосферных осадков, но и концентрированный переток вод из вышележащих водоносных горизонтов. Активная поглощающая способность этой зоны во многом определяется трещинами бортового отпора, наличие которых подтверждается многочисленными горизонтальными горными выработками, вскрывающими их в районе г. Уфы. Установлено также, что на склонах имеются межовражные слаботрещиноватые и незакарстованные целики. Две эти зоны в плане имеют неравномерную водоносность. Наиболее высокая закарстованность, а следовательно, и водоносность характерны для оврагов, вдоль которых происходит поперечный сток (по Макееву) и для узлов их сопряжения с трещинами бортового отпора.

Зона сифонной циркуляции в условиях полузакрытого бассейна развита не повсеместно и связана с участками повышенной трещиноватости пород, унаследованными современными эрозионными формами

(долины рек Сутолока, Шугуровка, Изяк и др.). Скважинами в подобных условиях вскрываются напорные до самоизлива воды.

Зона глубинного движения карстовых вод, связанная с удаленными областями разгрузки, не установлена.

В условиях крупных речных долин (Белой, Уфы, Демы, Уршака), то есть в условиях перекрытого (камского) карста имеются только зоны подрусовой и сифонной циркуляции. Под покровом четвертичных аллювиальных и неогеновых отложений в долинах имеются карстовые каверны и полости размером от 1–2 до 5–10 м, по которым происходит подрусовый сток карстовых вод, формирующихся на окружающих приподнятых массивах. Поэтому они часто имеют напорный до самоизлива характер и тесно взаимосвязаны с водами в базальных галечниках кинельской свиты (скважины в Гусихе, Базилевке, Уфе). Величина напора — от 0,2–0,3 до 3–5 м над уровнем реки. Дебиты при самоизливе — от 2–3 до 10–15 л/с. О наличии глубинной циркуляции сведений нет.

В условиях закрытого бассейна в пределах юго-восточной окраины Русской платформы в гипсах имеется одна зона горизонтального движения мощностью 5–10 м, в которой на фоне слабой обводненности (сотые — десятые доли л/с) встречаются водоносные зоны (удельные дебиты скважин 1–3 л/с).

Подземный сток карстовых вод в пределах описываемого бассейна чаще двусторонний поперечный и многосторонний. Это подтверждается многочисленными данными, в том числе и картой гидроизогипс Уфа–Бельского междуречья в районе г. Уфы.

По условиям питания, как и карстовый бассейн Уфимского плато, данный бассейн относится к VI типу (по Г.А. Максимовичу).

По удаленности и особенностям зон разгрузки карстовых вод [Лыкошин, 1968] в пределах бассейна установлен один гидродинамический тип карста, связанный с дренирующим влиянием близких эрозионных врезов (Белой, Уфы, Демы, Уршака), где выделяются следующие геоморфологические (по А. Г. Лыкошину) участки с определенной спецификой геодинамики: а) береговой склон, б) придолинная зона, в) водораздельное плато и г) долинная зона.

Водораздельное плато (междуречье) является основной областью формирования карстовых вод за счет инфильтрации и инфлюации атмосферных осадков. В любом случае питание носит сосредоточенный характер, так как даже в пределах открытого бассейна значительные площади перекрыты глинистым чехлом общесыртовой свиты. Лишь на участках скопления карстовых воронок происходит активный переток вод. На остальной площади питание карстовых вод происходит очень слабо путем инфильтрации из вышележащих отложений.

В условиях полузакрытого бассейна на Уфа-Бельском и Уршак-Демском междуречьях условия питания еще более затруднены. Проникающие атмосферные осадки, прежде всего, формируют подземные воды в уфимских отложениях, и лишь на участках нарушения их водоупорных свойств (тектоника, неотектоника, гипсовая тектоника, карст) происходит перелив в гипсовую толщу и формирование собственно карстовых вод. Последние здесь, как правило, напорные. Наибольшая величина напора (до 40–50 м) установлена вблизи водоразделов и постепенно падает в сторону основных дрен.

Придолинная зона отличается спадом напоров и увеличением гидравлических уклонов карстовых вод. В условиях открытого и полузакрытого бассейна она занимает промежуточное положение между береговым склоном и водораздельным плато. Здесь особенно активен карст вдоль овражно-балочной сети и в верховьях (вееры воронок), чему способствует концентрация поперечного стока карстовых вод по отдельным каналам.

Береговой склон характеризуется развитием активной экзотектонической трещиноватости (трещины бортового отпора, карста), видимым и невидимым перетоком разгружающихся вод из вышележащих толщ и поглощением поверхностного стока вод, имеющих высокую агрессивность по отношению к гипсам (80–90%). Это ведет к активизации карстового процесса вдоль берегового склона. Доказательством является высокая плотность поверхностных карстопроявлений (20–100 на 1 км²) и частота карстовых провалов в год (0,33 в год на Уфимском карстовом косогоре), многочисленные карстовые каналы, пустоты и пещеры. Однако закарстованность, а следовательно, и водоносность неравномерны в плане, что обусловлено концентрированным перетоком вод и поглощением по отдельным зонам. Наиболее закарстованы зоны оврагов, тогда как межовражные пространства часто представляют целики, слабо затронутые карстом и практически безводные. Такие участки образуют выступы с крутыми обрывистыми склонами.

В условиях берегового склона максимальную мощность (до 10 м) имеет зона переходной циркуляции. Периодическое повышение уровней карстовых вод весной, их опреснение в этот период, проникновение паводковых вод на участках прямого примыкания склона к руслу ведет к интенсивной закарстованности этой зоны.

Долина является зоной разгрузки карстовых вод. Здесь вдоль склонов происходит видимая разгрузка карстовых вод в виде родников и в основном подрусловая невидимая разгрузка в базальные галечники кинельской свиты. Там, где имеются выдержанные глинистые

кинельские отложения, карстовые воды на значительных расстояниях сохраняют напорный до самоизлива режим (р. Таушка у Шакши, р. Уфа у Базилевки, поселок моторостроителей и др.), который подтверждается многочисленными самоизливающимися скважинами. Циркуляция происходит по подрусловым карстовым каналам и пустотам, развитым в основном вдоль валов. Выполненные кинельскими и четвертичными аллювиальными отложениями понижения между валами являются участками застойного режима — замкнутыми микробассейнами карстовых вод. Активный продольный сток карстовых и аллювиальных вод происходит до глубины 50–100 м, то есть до глубины основного вреза древнего русла. Поперечное сечение подрусловых карстовых каналов от 1 до 6,5 м. Дебиты воды при самоизливе из скважин достигают 10–15 л/с (Базилевка, Гусиха и другие пункты).

Сток в открытых и полужакрытых условиях бассейна в основном находится под дренирующим влиянием крупных эрозионных врезов и прежде всего Белой и Уфы, а также Демы, Уршака, Ашкадара в их нижнем течении и более мелких притоков (Изяк, Бирь, Иняк и др.) Преобладающим здесь является двусторонний сток (поперечный, по Г.А. Максимовичу), а также многосторонний вблизи их слияния (Уфа-Бельское, Уфа-Симское, Симско-Инзерское и др.).

Модули подземного стока изменяются в широких пределах: в условиях открытого бассейна в среднем составляют 0,7 л/схкм², на Уршак-Бельском междуречье участками достигают 2,3 л/схкм². В основном же значения модуля подземного стока не превышают десятых долей л/схкм². Это вполне объяснимо преобладанием поглощения на большей части бассейна. Высокие значения наблюдаются вблизи дренирующих систем.

В условиях полужакрытого бассейна на Уфа-Бельском, Уфа-Симском, Уршак-Демском междуречьях средние значения модулей подземного стока изменяются от 0,7 до 3,7 л/схкм². Отмечаются значительные колебания по отдельным водосборным бассейнам. В частности, в пределах Уфа-Бельского и Уфа-Симского междуречий модули в основном изменяются от 1,5 до 4–5, иногда 7–8 л/схкм². В бассейнах отдельных рек они колеблются от десятых и сотых долей до 8–9 л/схкм², а в бассейне реки Бирь даже достигают 22–35 л/схкм². В условиях открытого бассейна (Рязано-Охлебининский вал) средние значения модулей подземного стока карстовых вод составляют 1,3–2,4 л/схкм². Все это свидетельствует, прежде всего, о неравномерности распределения ресурсов карстовых вод в пределах бассейна.

Фильтрационные характеристики гипсов Камско-Бельского бассейна отличаются большой пестротой. В пределах Уфа-Бельского междуречья в условиях полузакрытого бассейна коэффициент фильтрации (Кф) изменяется от тысячных до десятых долей м/сут, и лишь в отдельных случаях составляет м/сут и десятки м/сут. Подобные характеристики получены по Уршак-Бельскому междуречью в условиях открытого и, отчасти, полузакрытого бассейна [Луценко, 1960]. Здесь Кф от 0,08 до 103 м/сут. Особенно резко меняется Кф вдоль берегового склона р. Белой (Уфимский карстовый косогор), где Кф изменяется от десятых долей до 100 м/сут.

Наиболее высокие отметки зеркала карстовых вод зафиксированы в пределах междуречных пространств, а низкие — в долинах рек Белой и Уфы. Разница в отметках на Уфа-Бельском междуречье достигает 60 м. Величина гидравлического уклона потока карстовых вод изменяется от 0,01 до 0,001. Высокие значения характерны для участков крутых береговых уступов.

Режим карстовых вод бассейна находится под влиянием атмосферных факторов и основных дренирующих систем. Наиболее активное влияние режимобразующие факторы оказывают в условиях открытого бассейна, тогда как в условиях полузакрытого оно ослабевает (особенно на междуречьях); ничтожно малое влияние (со значительным опозданием) они имеют в условиях закрытого бассейна.

В пределах элементарного участка Уфа-Бельского междуречья, в частности, установлены приречный, склоновый и междуречный виды режима. Приречный вид режима карстовых вод характеризуется тесной взаимосвязью с уровнем речных вод и ярко выраженным весенним подъемом. Амплитуда колебаний уровня достигает 10–11 м. С удалением от русла она постепенно уменьшается.

В период паводка уровень речных вод обычно несколько выше уровня карстовых вод, то есть происходит подпор и проникновение поверхностных вод вглубь карстующегося массива. Минимальный, как и среднегодовой уровни карстовых вод, в большинстве случаев несколько выше, чем в реке (на 1–2 м).

Склоновый вид режима карстовых вод характеризуется более высоким положением среднегодового уровня (на 6–8 м), чем в реках. Подпор со стороны реки сказывается очень незначительно. Основными режимобразующими факторами являются: 1) инфлюация дождевых и талых вод через воронки; 2) переток из вышележащих водоносных горизонтов; 3) слабый подпор со стороны реки.

Междуречный вид режима карстовых вод характеризуется отсутствием ярко выраженного максимума уровня. Амплитуда коле-

баний уровня карстовых вод при междуречном виде режима редко превышает 1 м.

Температурный режим карстовых вод в гипсах в условиях полузакрытого бассейна относительно стабилен. Годовая амплитуда колебаний температуры составляет 1–2°С.

Наиболее характерны для описываемого бассейна кислородно-азотные сульфатные кальциевые и магниевые-кальциевые воды типа II с минерализацией до 2,5–3,0 г/л, общей жесткостью 20–35 мг-экв. Сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые солоноватые воды (4–7 г/л) с газами воздушного происхождения и хлоридные натриевые сероводородные рассолы (до 100 г/л) развиты локально (Уржумовские и Бирский минеральные источники, скважины в районе г. Уфы и др.). Обычно они принадлежат к хлормagneиовому (IIIa) типу и генетически связаны с включениями и прослоями галита среди кунгурских гипсов и карбонатных пород. Все названные геохимические разновидности вод представляют значительный интерес в отношении использования в качестве лечебных [Абдрахманов, Попов, 1999].

Подземная химическая или карстовая денудация в условиях полузакрытого бассейна на Уфа-Бельском междуречье определялась многими исследователями (Г. Г. Скворцов, А. Н. Фонарев и др.) на одном из элементарных участков на «карстовом косогоре». В частности, Г. Г. Скворцов путем воднобалансовых расчетов с учетом начальной и конечной минерализации вод определил скорость выноса 600 м³/год с участка площадью 4,2 км² (или 143 м³/год с 1 км²). Кроме того, проводились прямые опыты по определению скорости выщелачивания призм гипса и ангидрита различной структуры. В результате установлено, что ангидрит растворяется со скоростью 0,46 см/год, тонкослоистый гипс — 3,1 см/год, некоторые разности этого же гипса — до 4,7 см/год и желвачный гипс — 4,0 см/год.

Оценка степени насыщенности карстовых вод выполнена по известной методике Т. П. Поповой [1951] с использованием данных периодического отбора проб воды из скважин режимной сети Башкирской гидрогеологической станции, расположенных в пределах Уфа-Бельского междуречья. Карстовые воды здесь преимущественно насыщены и перенасыщены CaSO₄. Лишь на участках активного перетока вод из вышележащих горизонтов карстовые воды имеют значительный дефицит насыщения гипсом: от 400 до 735 мг/л.

Кроме того, определение относительной степени насыщенности природных вод (в %) на участках активных карстопроявлений в г. Уфе производилось по методике Н. В. Родионова [1950]. В результате установлено, что около провала на железнодорожной линии в 1962 г. (тыловой

шов правого борта долины р. Белой) карстовые воды в гипсах почти постоянно в течение всего года недонасыщены гипсом на 5–10 %. Скорость выщелачивания на этом участке (при исходных данных $h = 20$ м, $I = 0,034$, $V = 30$ м, $K_f = 11$ м/сут, $M = 1$ г/л) составляет 2–3 т/год. На другом участке активных современных карстопроявлений (частота провалов 1 на км²), также на правом склоне долины р. Белой, степень насыщенности по скв. № 2 около провала почти весь год 80 %, в скв. № 4 в 50 м выше по потоку 50–75 %. Причем низкие значения характерны для зимних месяцев (XII–II). В самой верхней по потоку скв. № 7 насыщенность карстовых вод CaSO₄ по потоку постепенно снижается от 30–55 до 20 %.

Поток карстовых вод на этом участке имеет среднегодовой уклон 0,01, среднюю мощность водоносной зоны 9,5 м, средний $K_f = 10$ м/сут. На основании этих данных, на участке шириной 60 м естественный расход потока карстовых вод составляет 56 м³/сут. При этом величина минерализации на расстоянии 300 м возрастает в среднем на 0,5 г/л (от 2,27–2,47 до 2,7–3,0 г/л). Объемный показатель ионного выноса или карстовая денудация в пределах данного элементарного участка составляет 12,3 т/год или 5 м³/год, в переводе на 1 км² — около 250 м³/год.

Скорость химической денудации в региональном плане оценивалась по данным гидрометрических замеров при гидрогеологических съемках и величине минерализации воды на замыкающих створах в межень. При этом учитывалось, что в среднем 25 % составляет первичная минерализация атмосферных осадков и выщелачивание перекрывающих гипсы толщ.

Скорость химической денудации в микрометрах по Г. А. Максимовичу, в условиях полузакрытого бассейна составляет от 16 до 433 в год. Такие же значения и в м³/год×км², рассчитанные по методикам Ж. Корбеля и М. Пулины (табл. 10). На участках фациального замещения вдоль западного борта Уфимского плато скорость химической денудации достигает 1200 м³/год×км².

Скорость развития карста или активность в пределах данного карстового бассейна рассчитана по методике Н. В. Родионова. На элементарном участке активного современного карста в г. Уфе при средней мощности карстующихся пород 10 м и скорости ионного выноса 19,2 г/с×км² объем выносимой породы карстовыми водами составляет 263 м³/год. Следовательно, активность современного карстового процесса (А) здесь составляет 5,98 % за тысячелетие или округленно 6 %, что соответствует второму классу по Г. А. Максимовичу — очень большая. Такие значения характерны лишь для локальных участков. В среднем же активность карста в основном не превышает 1 % и лишь участками (в зоне фациального замещения гипсов на карбонатные толщи вдоль западного

склона Уфимского плато: бассейны рек Бирь, Чегуда, Иняк) достигает 2,5–3,2 %, а в бассейне р. Аургаза — даже 4,32 %.

Таблица 10

Скорость химической денудации и активности карста в пределах Камско-Бельского карстового бассейна

Водоносные горизонты и водосборные бассейны	Модуль подземного стока, л/с·км ²	Содержание раствор. солей, мг/л	Химическая денудация, м ³ /год·км ²	Показатели активности карста при средней мощн. закарстов. толщ 10м
Бассейн карстовых вод в гипсах иренского горизонта кунгурского яруса:	0,37	1900	8,22	0,08
1) по левобережью р. Белой	0,37	2500	10,82	0,10
	0,37	7400	32,03	0,32
	0,5	1900	111,15	1,11
	0,5	7400	432,90	4,32
2) по правобережью р. Белой (Предуральский прогиб)	1,0	2200	25,74	0,25
	0,7	1000	8,19	0,08
3) в бассейне р. Ретуш	2,32	2000	54,28	0,50
4) в бассейне р. Желанда	1,2	2000	28,08	0,28
5) в бассейне р. Теляк	0,93	2000	21,76	0,22
В карбонатно-галогенных отложениях соликамского и иренского горизонтов				
6) в бассейне р. Иняк	3,3	2900	111,97	1,12
7) в бассейне р. Чегуда	3,4	6300	250,61	2,50
8) по правобережью р. Бирь	4,4	6300	324,32	3,24
9) в верховьях р. Уршак	0,61	2300	16,41	0,16
		9900	70,65	0,70

Несколько обособленной является восточная часть Камско-Бельского карстового бассейна в пределах Предуральского прогиба, который узкой полосой протягивается с севера на юг вдоль западного склона Урала. В его пределах развиты порово-грунтовые, трещинно-пластовые и карстовые воды, представленные различными геохимическими типами от гидрокарбонатных кальциевых до хлоридных натриевых с минерализацией от 0,5–1,0 до 10 г/л и более. Эксплуатационные ресурсы составляют 1,2 л/с·км². В пределах прогиба выделяются Юрюзано-Айская и Бельская гидрогеологические области.

Юрюзано-Айская область преимущественно трещинно-пластовых и трещинно-карстовых вод находится в северо-восточной части Башкортостана в пределах Юрюзано-Сылвинской депрессии. В ней выделяются: 1) район преимущественно трещинно-грунтовых и трещинно-пластовых вод в терригенных и терригенно-карбонатных образованиях ранней перми и карбонатных породах в восточной части области; 2) район преимущественно трещинно-карстовых вод в карбонатно-терригенных и гипсоносных отложениях кунгурского яруса, занимающий западную треть области.

Глубина залегания трещинно-грунтовых вод до 10 м, трещинно-пластовых и карстовых — до 30, иногда до 100 м. Дебиты родников — от 0,1 до 10, реже — до 20 и редко — до 50–100 л/с, а удельные дебиты скважин в основном — 1–10 л/с. Наиболее высокодебитные родники и скважины связаны с трещиноватыми зонами и карстующимися толщами. В пределах первого района преобладают гидрокарбонатные кальциевые воды, и только на глубине 200 м появляются сульфатные кальциевые, магниевые-кальциевые воды. Во втором районе широко развиты гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые воды. Минерализация их от 1 до 3 г/л.

Бельская область порово-грунтовых, трещинно-пластовых и карстовых вод занимает Бельскую депрессию. В ее пределах выделяется три района. В 1-м районе порово-грунтовые воды залегают на глубинах от 1–8 до 13–16 м, во 2-м — от 5 до 100, в 3-м — от 5–10 до 200 м.

Наибольшей водообильностью отличается район порово-грунтовых вод в аллювиальных отложениях долины р. Белой и ее притоков. Удельные дебиты скважин в его пределах от 5 до 50 л/с. Модуль эксплуатационных ресурсов достигает 5 л/с×км², тогда как в пределах второго не превышает 0,5, по третьему — сведения отсутствуют. В пределах третьего района характерна концентрация подземного стока и неравномерная обводненность гипсово-ангидритовой толщи. Дебиты родников и удельные дебиты скважин изменяются от тысячных долей до сотен л/с.

По химическому составу воды в пределах 1-го и 2-го районов преимущественно гидрокарбонатные кальциевые. Минерализация их не превышает 1 г/л. С глубиной под влиянием подстилающих гипсов происходит смена состава вод на сульфатный кальциевый с одновременным ростом минерализации до 3 г/л. В пределах 3-го района преобладают сульфатные кальциевые воды с минерализацией до 3–5 г/л.

По тектоническим нарушениям в пределах брахиантиклиналей, в ядрах которых обнажаются верхнекаменноугольные известняки, происходит разгрузка высокоминерализованных хлоридных натриевых

вод вдоль восточного борта депрессии в виде карстовых минеральных источников (Таш-Астинский, Тереклинский, Красноусольский, Аскинский).

Определяющими гидрогеологические условия факторами в пределах рассматриваемого бассейна являются геотектоническая и геоморфологическая обстановки, а также литолого-фациальные особенности отложений.

2.6.3. Карстовые бассейны Западно-Уральской внешней зоны складчатости

Широко распространенные в пределах Уральской ГСО карстовые воды образуют серию разобщенных карстовых бассейнов различных типов. Здесь имеются карстовые бассейны синклинального типа и мульды; внутриконтурные карстовые бассейны, зажатые среди гидрогеологических массивов вулканогенных и метаморфических пород; карстовые бассейны склонов горных сооружений. По форме [Максимович, 1969₁] различаются линейные и межгорные бассейны. По приуроченности к гидрогеологическим структурам их можно разделить на три группы: Западно-Уральской внешней зоны складчатости, Центрально-Уральского поднятия и Магнитогорского мегасинклинория.

Первая из них — Западно-Уральская внешняя зона складчатости — почти вся представляет линейный карстовый адартезианский бассейн, приуроченный к каменноугольным и девонским карбонатным отложениям (рис. 20, 21, 22). По мере погружения в Предуральский прогиб карстовый бассейн приобретает черты пластово-карстового артезианского бассейна. Этому способствует наличие песчано-глинистых и кремнистых пород в составе карбонатных толщ. В пределах Каратауского структурного комплекса бассейн разбит на ряд мелких межгорных карстовых бассейнов субширотного простирания и разобщен на две части — южную и северную. Южнее широтного колена р. М. Ик карстовый бассейн переходит постепенно в бассейн типично трещинных вод. Общая протяженность бассейна около 350 км при ширине от 5 до 10 км. Показатель его вытянутости (по Г. А. Максимовичу [1969₁]) равен 35.

Активная зона трещиноватости и закарстованности контролируется древними переуглублениями русел рек (на 60–65 м), прорезающих бассейн. Общая ее мощность на междуречьях достигает 100 м, а в долинах не превышает 50–60 м. Эта зона характеризуется неравномерными фильтрационными свойствами (Кф от 1 до 150 м/сут). С глубиной

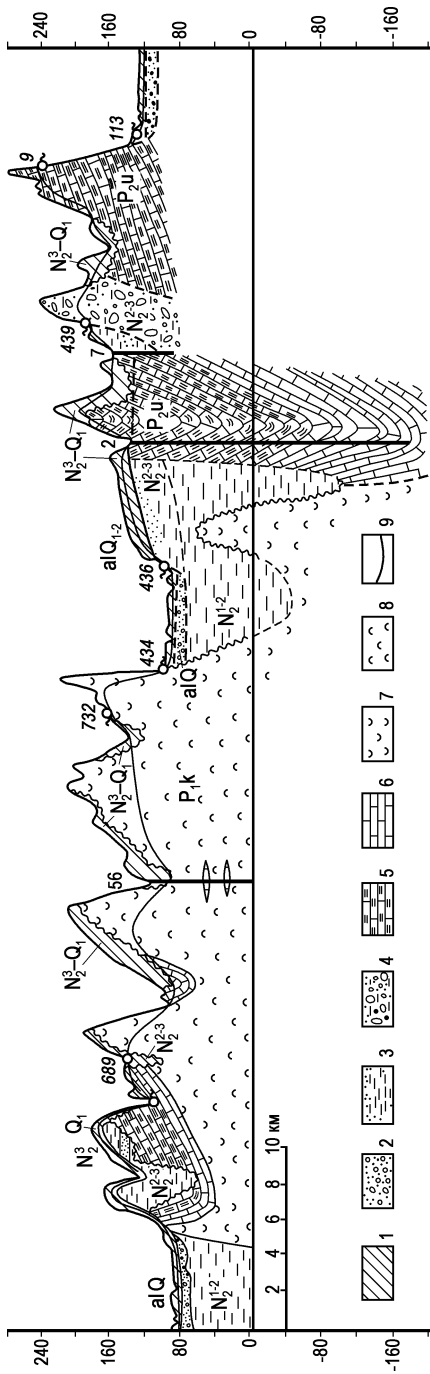


Рис. 20. Геологический разрез восточной части Камско-Бельского карстового бассейна и линейного карстового бассейна Западно-Уральской внешней зоны складчатости (разрез 5 на рис. 13) (по М. С. Верзакову [1962 г.]

1—8 — водоносные породы: 1 — суглинки, 2 — песчано-гравийно-галечниковые отложения; 3 — пески и глины, 4 — валунно-галечниковые отложения в глине, 5 — чередование глин, песчаников, мергелей и известняков, 6 — известняки, 7 — гипсы, 8 — анhydриты; 9 — уровень грунтовых вод

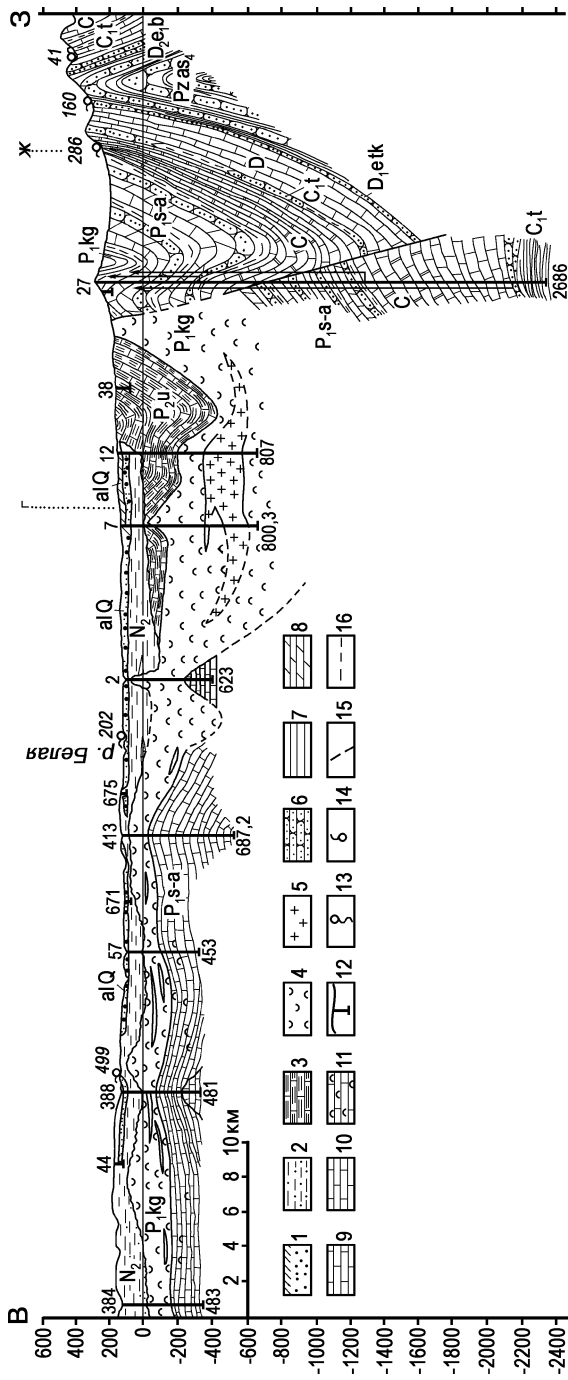


Рис. 21. Гидрогеологический разрез восточной части Камско-Бельского карстового бассейна (в полузакрытых условиях) и линейного карстового бассейна Западно-Уральской внешней зоны складчатости (разрез 6 на рис. 13) (по М. С. Верзакову [1962 г.])

1—11 — волоносные породы: 1 — суглинки и песчано-гравийно-галечниковые отложения, 2 — глины с линзами и прослоями песков и галечников, 3 — глины и песчаники с подчиненным значением известняков, 4 — гипсы и ангидриты, 5 — соли, 6 — песчаники и алевролиты, 7 — аргиллиты и глинистые сланцы, 8 — мергели, 9 — доломиты, 10 — известняки, 11 — загипсованные известняки; 12 — скважины; 13 — родники нисходящие; 14 — родники восходящие; 15 — тектонические разломы; 16 — уровень подземных вод

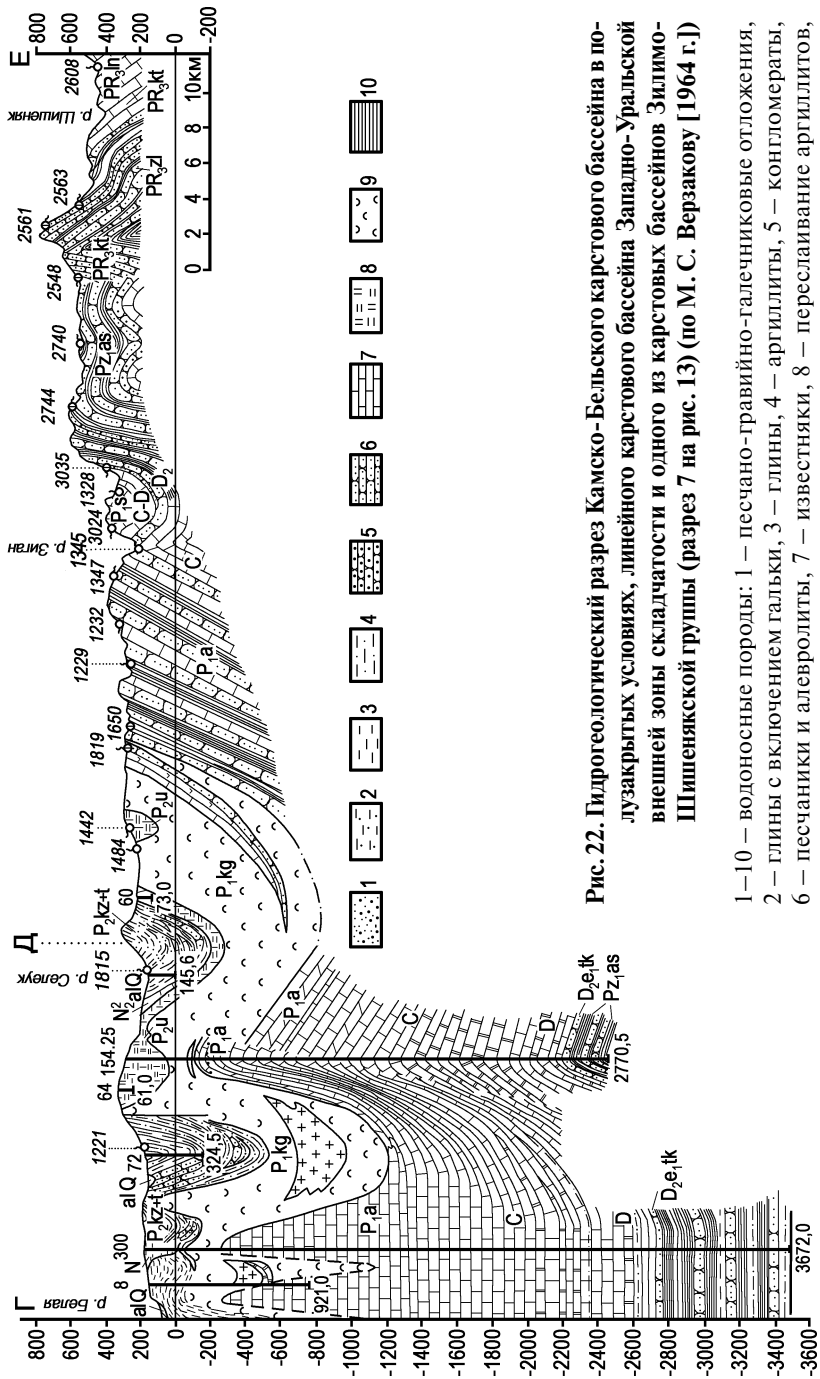


Рис. 22. Гидрогеологический разрез Камско-Бельского карстового бассейна в по-
лузакрытых условиях, линейного карстового бассейна Западно-Уральской
внешней зоны складчатости и одного из карстовых бассейнов Зиллимо-
Шиненякской группы (разрез 7 на рис. 13) (по М. С. Веразакову [1964 г.]

1—10 — водоносные породы: 1 — песчано-гравийно-галечниковые отложения,
2 — глины с включением гальки, 3 — глины, 4 — аргиллиты, 5 — конгломераты,
6 — песчаники и алевролиты, 7 — известняки, 8 — переслаивание аргиллитов,
песчаников, мергелей и известняков, 9 — гипсы и ангидриты, 10 — глинистые сланцы

происходит неуклонное уменьшение водопроницаемости карбонатных пород. Лишь по отдельным зонам сильная закарстованность и высокая водопроницаемость прослеживаются на глубину до 200–250 м. На месторождениях Южно-Уральского бокситового бассейна Б. Ф. Перевозчиковым [1962 г.], в частности, установлено, что наиболее закарстована верхняя часть карбонатной толщи (выше уровня р. Ай), где имеются карстовые полости размером до 5–10 м. Выше и ниже уровня главной дрены размеры карстовых полостей — до 1–1,5 м, а линейный коэффициент закарстованности уменьшается с 4,2 до 1,3%; на глубинах свыше 200–300 м от поверхности размеры карстовых полостей не превышают 1 м, а коэффициент закарстованности — 0,1–0,2%. Отмечается также весьма неравномерная закарстованность известняков в плане. В результате этого притоки в ствол шахты, заложенной в монолитных известняках, до глубины 235 м составляли 10–40 м³/ч, а после вскрытия тектонически раздробленной закарстованной зоны достигли 100–110 м³/ч.

Почти все исследователи [Розова и Северов, 1936 г.; Костин и Загороднева, 1962 г.; Перевозчиков, 1962 и др.] указывают на сильную закарстованность и высокую водоносность карбонатных толщ визейского и серпуховского ярусов карбона, франского и фаменского — девона. Одновременно отмечается общая тенденция к уменьшению закарстованности каменноугольных толщ от древних к молодым, а девонских — наоборот, в соответствии с уменьшением глинистости и кремнистости карбонатных пород. Это характерно и для восточной окраины Русской платформы [Озолин, 1967], где карбонаты верхнего девона и нижнего карбона залегают на большой глубине.

Питание, движение и разгрузка карстовых вод бассейна определяются спецификой геолого-тектонической обстановки и широким развитием карста. Формирование карстовых вод происходит в основном за счет инфильтрации, а также инфлюации выпадающих атмосферных осадков по отдельным зонам и очагам интенсивной трещиноватости и закарстованности.

В питании карстовых вод значительную роль играет поглощение поверхностных водотоков, которые формируются как за пределами бассейна, так и в его пределах. Доказательством этого являются многочисленные суходолы (Бабай-Елга, Кую-Елга, Каменка, Атыш, Ишора, Юрмаш, Семипросечный и др.). Все это способствует уменьшению доли поверхностного стока и увеличению подземного — до 40–50%.

Кроме того, в питании бассейна участвуют трещинные воды, поступающие с востока из обрамляющих отложений раннего палеозоя и позднего протерозоя, расположенных гипсометрически выше.

Движение карстовых вод происходит по трещинам, кавернам и главным образом по крупным карстовым каналам. Неоднократными запусками флюоресцеина доказано наличие концентрированных водотоков на уровне слабо развитого горизонта карстовых вод. Наибольшая концентрация подземного стока наблюдается в нижнекаменноугольных и верхнедевонских карбонатных толщах, что обусловлено сильной их закарстованностью. Это доказывается выходами наиболее мощных концентрированных родников и приуроченностью подавляющего большинства наиболее крупных пещер Башкортостана (Лаклинская, Игнатьева, Чебаевского, Хлебодаровская, Двадцати Двух (Бол. Икинская), Ыласын, Аскинская, Кутукские, Сумган, Мурадымовские и др.) к карбонатным толщам нижнего карбона и верхнего девона.

Разгрузка карстовых вод происходит главным образом в долинах магистральных рек (Ай, Юрюзань, Сим, Инзер, Зилим, Нугуш, Зиган, Белая, Ик и др.) на абсолютных отметках 130–440 м в виде многочисленных родников с дебитом до 5 л/с и мощных концентрированных, часто восходящих выходов с дебитом десятки и сотни л/с (Шумиха, Кургазак, Берхомут, Атыш, Юрмаш и др.).

Помимо характеризуемого Западно-Уральского линейного карстового бассейна имеется четыре обособленных внутренних бассейна карстовых вод, приуроченных к брахиантиклинальным структурам типа Арларовской. Эти бассейны отличаются развитием пресных гидрокарбонатных вод, то есть являются областью питания и, одновременно, разгрузки вод зоны гидрогалогенеза (по Г. А. Максимовичу). В целом же эти бассейны шириной до 5 км и протяженностью до 20 км имеют общие черты с характеризуемым линейным карстовым бассейном.

Для бассейна характерен VI (по Г. А. Максимовичу) тип гидродинамического профиля, то есть развиты все основные гидродинамические зоны.

Зона поверхностного стока развита широко. Этому способствует глинистый чехол на значительных площадях, покрывающий карбонатные толщи, вследствие чего часть выпадающих атмосферных осадков образует временные водотоки, которые поглощаются только по отдельным закарстованным зонам. В этой зоне воды приобретают минерализацию 0,1–0,2 г/л.

Зона вертикального нисходящего движения на междуречьях имеет мощность до 80–100 м, уменьшаясь в пределах магистральных долин до нуля. Эта зона является транзитной для поглощающихся талых и дождевых вод, которые по вертикальным трещинам и каналам (колодцам) достигают уровня карстовых вод и частично задерживаются на древних базисах эрозии, следы которых сохранились в виде многочис-

ленных карстовых пещер с превышением от 20–30 до 100–140 м над уровнем карстовых вод, а также на кремнисто-глинистых разностях карбонатных пород. Тем самым образуется **подзона подвешенных вод**, наличие которой доказано П. П. Латышевым [1964] в районе Южно-Уральского бурогоугольного бассейна (ЮУБР). Воды этой подзоны сильно подвержены влиянию атмосферных факторов, и режим их наиболее изменчив в течение года. Они чаще существуют в виде обособленных водотоков на заглинизированном дне карстовых каналов. Отставание (на 5 и даже 30–40 м) подобных обособленных водотоков от уровня карстовых вод — характерная особенность данного бассейна, что вполне объяснимо неотектонической активностью внешней зоны складчатости. Вследствие этого с превышением выходят даже такие крупные карстовые родники как Шумиха, Кургазак, Юрмаш, Атыш и др. Продолжающиеся положительные движения обусловили локализацию подземного стока по отдельным зонам на более низких отметках. На подвешенные горизонты приходится, однако, незначительная (до 5%) доля подземного стока.

Зона колебания уровня карстовых вод (переходная) развита повсеместно, но ее мощность непостоянна: наибольшая (13–18 м) наблюдается на участках слабозакарстованных блоков, а наименьшая (до 5 м) — в сильнозакарстованных зонах. Резко различная трещиноватость и закарстованность пород обусловили появление на поверхности горизонта карстовых вод «водяных куполов» с большими уклонами на отдельных участках. Купола соответствуют блокам монолитных известняков. Между блоками наблюдаются карстовые водотоки, приуроченные к сильно трещиноватым и закарстованным породам [Буданов, 1964]. Позже доказано [Латышев, 1964], что эти купола обусловлены наличием подвешенных водоносных горизонтов карстовых вод в зоне вертикального нисходящего движения. Ниже находится зона полного водонасыщения.

Зона горизонтального движения имеет повсеместное распространение, мощность ее составляет от 10 до 50 м. Эта зона характеризуется чрезвычайно неравномерной обводненностью. Здесь имеются слабозакарстованные практически безводные участки, в основном совпадающие с междуречными пространствами, и сильнозакарстованные зоны, по которым происходит сосредоточенный сток карстовых вод, в основном совпадающий с поверхностными эрозионно-карстовыми формами, которые часто унаследуют зоны тектонических нарушений или контакты различных по составу пород. Неравномерная обводненность доказана большим количеством буровых скважин при разведочных работах на ЮУБР [Перевозчиков, 1962_{1,2}]. Об этом же говорят

многодебитные родники Шумиха, Кургазак, Юрмаш, Атыш, Берхомут и др., а также многочисленные пещерные системы как факт существования зон сосредоточенного стока в кайнозойской истории бассейна.

Зона сифонной циркуляции характеризуется напорным режимом карстовых вод, которые движутся от междуречий к долинам, чаще по карстовым каналам. Подтверждением являются напорные воды, вскрываемые под руслами рек Ай, Нугуш, Ишора и др. и восходящие карстовые родники Аскен-Куль и другие в русле р. Ишора. В весенний период пьезометрические уровни карстовых вод в долинах рек на 0,5–1,7 м выше уровня реки.

Наличие обособленных карстовых каналов сифонной циркуляции доказано опытным путем в 1942–43 гг. Флюоресцеин, запущенный 21 октября в пункте поглощения родника Безымянного на левом берегу р. Сим, был обнаружен 23 октября в 4–5 км в карстовом роднике Белый на правом берегу. Минерализация воды на этом отрезке возросла на 0,5 г/л.

Все перечисленные зоны образуют так называемый поперечный сток. В продольном профиле всех магистральных рек в подруловых пустотах существует зона подрулового движения карстовых вод. Наличие ее подтверждается в долине р. Ай [Перевозчиков, 1962], в долине р. Нугуш, где имеются многочисленные карстовые полости на глубинах от 29 до 40 м, размером 0,4–1,55 м, в долине р. Белой в створе Юмагузинского гидроузла. В долине р. Ай опытными буровыми и геофизическими работами доказано, что помимо видимой имеется подруловая разгрузка карстовых вод в аллювий р. Ай до 0,35 м³/с на отрезке от д. Ваняшкино до д. Кульметьево.

Наличие подруловых полостей в карбонатных породах, участками слагающих долины крупных рек, создает условия для сложной взаимосвязи между поверхностными и подземными водами. Например, реки Белая и Нугуш на отдельных участках питают подруловые карстовые воды, на других наоборот — карстовые воды разгружаются в реки. Подобная картина отмечается в долине р. Б. Инзер на участках пересечения ею карбонатных толщ девона и карбона. Это наводит на мысль о возможности участия речных вод в питании водоносных горизонтов карбонатных пород, слагающих борт крупного артезианского бассейна.

Зона глубинной циркуляции, очевидно, имеется. Косвенным доказательством является восходящая разгрузка минеральных вод в виде упомянутых выше источников.

Для всего бассейна характерным является двусторонний продольный тип подземного стока.

Режим уровня карстовых вод и расходов при разгрузке отличается большим непостоянством. Сезонные колебания уровня карстовых вод на ЮУБРе составляют от 2–3 до 12–13 м, по данным К. И. Макова [1946], на месторождении «Вязовое» — до 18 м. Дебит карстовых родников еще более изменчив. В частности, расход родника Шумиха в период паводка достигает 2800 л/с (1956 г.), а зимой уменьшается до 25–30 л/с, то есть по характеру режима является исключительно переменным ($R_{ма} 100$).

В пределах бассейна по характеру режима все родники можно разделить на две группы: 1) с резким колебанием расхода, температуры воды в течение года и сравнительно малой (до 0,25 г/л) минерализацией (Шумиха, Межевой, Атыш, Берхомут, Юрмаш, Сукурай и др.); 2) с относительным постоянством дебита, температуры и вдвое большей (до 0,5 г/л) минерализацией воды (Кульметьевские, Алексеевские родники в верховьях реки Кургашлы и другие).

Дебит родников первой группы в период весенних и летне-осенних паводков достигает нескольких сотен и тысяч л/с, тогда как зимой и летом (в межень) нередко уменьшается до 100–50 л/с, а в маловодные годы до 25–10 л/с. Температура воды изменяется в пределах 2–10°C, минерализация от 0,18 до 0,21 г/л при стабильном гидрокарбонатном кальциевом составе.

Вторая группа родников по своему режиму резко отличается от первой. Среднегодовой расход их колеблется не более чем в 2 раза — от 15 до 25 л/с. Обычно дебиты не превышают 1 л/с. Температура относительно постоянна. Минерализация вод 0,4–0,5 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый.

Таким образом, первая группа родников характеризует крупные подземные водотоки (речки) на уровне водоносного горизонта, основное питание которых происходит за счет поглощения поверхностных водотоков. Режим их находится в прямой зависимости от расхода рек и количества выпадающих осадков. Действительные скорости карстовых вод, определенные многочисленными запусками флюоресцеина, велики. Так, в бассейне р. Сим они достигают 2184 м/сут, на ЮУБРе — 1290, 1130, 1400 и даже 19800 м/сут, а в Кутукском урочище — 402, 1750 м/сут.

Вторая группа родников характеризует горизонт трещинно-карстовых вод, по гидродинамическому характеру близких к трещинным.

Химический состав карстовых вод бассейна в зоне дренирования отличается однообразием — развиты гидрокарбонатные кальциевые пресные и ультрапресные воды (0,2–0,5 г/л).

С глубиной наблюдается рост минерализации вод с одновременным увеличением содержания сульфатов, хлоридов и уменьшением

гидрокарбонатов, углекислотной агрессивности и появлением сульфатной. На глубинах 50–60 м ниже врезов магистральных рек трещинно-карстовые воды находятся уже в условиях затрудненного водообмена. На этих глубинах в бассейне р. Нугуш иногда вскрываются сероводородные воды. Состав карстовых вод в зоне активной циркуляции следующий (мг/л): $\text{Na}^+ + \text{K}^+ - 35,1-340,1$; $\text{Ca}^{2+} - 2,4-114,8$; $\text{Mg}^{2+} - 4,8-46,1$; $\text{Cl}^- - 49,6-195,0$; $\text{SO}_4^{2-} - 14,8-170,4$; $\text{HCO}_3^- - 134,2-500,0$. Минерализация 0,3–0,9 г/л.

Формирование химического состава вод происходит главным образом за счет растворения карбонатов кальция в зоне поверхностного стока (до 60 %), затем — в зонах вертикального движения и первых 2–5 км горизонтального подземного стока. Это наглядно доказывается [Мартин, 1975] результатами гидрогеохимического опробования в районе Ново-Мурадымовской пещеры. Как видно из таблицы 11, минерализация воды на расстоянии 1,5 км подземной циркуляции возросла на 90 мг/л. При межennem расходе подземного ручья 3–4 л/с скорость ионного выноса не превышает 270–360 мг/с. Минимальная скорость химической денудации по этим данным составляет 1–4,5 мм за 1000 лет, активность карста 0,0003–0,0015 (при средней мощности карстующейся толщи 50 м).

Таблица 11

Изменения химического состава, минерализации и жесткости воды подземного ручья в Новомурадымовской пещере от участка поглощения до выхода на поверхность [Мартин, 1975]

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

Особая гидрогеохимическая обстановка существует в пределах мелких бассейнов, приуроченных к брахиантиклинальным структурам, где происходит разгрузка вод из зоны затрудненной циркуляции. Здесь, наряду с типично гидрокарбонатными кальциевыми водами,

имеются очаги разгрузки хлоридных натриевых вод. Минерализация воды в этих очагах изменяется от 1,9 (Таш-Астинское проявление) до 70,5 г/л (Красноусольские источники). При этом даже среди одной группы Красноусольских источников минерализация изменяется от 2,5 до 70,5 г/л, что обусловлено разобщенностью подводящих к поверхности карстовых каналов и различной степенью разбавления глубинных рассолов пресными подземными водами по пути их движения к области разгрузки. О подъеме со значительных глубин (400–600 м) минеральных вод свидетельствует их повышенная (8,6–11,9°С) и постоянная в течение года температура [Попов, 1985].

Почти для всех выходов характерно наличие сероводорода, содержание в тех или иных количествах лития, стронция, фтора, иода, брома и др. компонентов. В источнике Кургазак и в одном из источников Красноусольской группы отмечается высокое содержание радона. Все это свидетельствует о глубинном происхождении этих вод.

2.6.4. Карстовые бассейны Центрально-Уральского поднятия

В пределах этой карстовой провинции имеется ряд крупных карстовых бассейнов, расположенных вдоль западной окраины Зилаирского синклиория, и группа мелких сильно вытянутых в субмеридиональном направлении бассейнов в пределах Башкирского поднятия. Общими для них являются приуроченность к межгорным понижениям; участие в формировании вод не только атмосферных осадков, но и поглощение поверхностных водотоков и перетоков из окружающих массивов трещинно-жильных вод; высокие модули подземного стока (в 3–4 раза превышающие фоновые).

Трещинно-карстовые воды, приуроченные к карбонатным толщам позднего протерозоя, образуют обособленные карстовые бассейны, которые по геолого-тектоническим и геоморфологическим условиям залегания можно разделить на 4 группы.

1. Зилимо-Шишенякская группа карстовых бассейнов находится в пределах Алатауского антиклинория, где они приурочены к карбонатам миньярской и катавской свит, залегающим преимущественно в ядрах осложняющих структур (Кулгунинской, Ялмаш-Урюкской синклиналей и др.). В этих условиях активная трещиноватость и закарстованность известняков и доломитов (многочисленные воронки, пещеры, каверны и пустоты) благоприятствуют интенсивному поглощению не только атмосферных осадков, но и поверхностных водотоков, а следовательно, накоплению значительных ресурсов карстовых вод.

Доказательством этому являются высокодебитные родники (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. Это доказывается наличием, наряду с нисходящими, восходящих сосредоточенных родников, часто со дна карстовых воронок.

Разгрузка карстовых вод происходит в основном в долинах крупных рек, в их поймах, нередко в приустьевых частях логов. Преобладают гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией от 0,1 до 0,35 г/л.

Размеры бассейнов: длина от 25 до 80 км, ширина от 5 до 15 км.

2. Инзерско-Нугушская группа карстовых бассейнов находится в пределах Инзерского синклинория. К осложняющим его структурам (Инзерско-Лемезинской, Екатерининской и др.), где в ядрах также залегают миньярская и катавская свиты, приурочены обособленные карстовые бассейны. Для них характерна большая вытянутость (20–30 км) и небольшая ширина (1–2 км). Условия формирования, движения и разгрузки аналогичны вышеописанной группе бассейнов. В трещиноватые и закарстованные известняки поглощаются не только атмосферные осадки, но и частично воды рек, вступающих в полосу их развития (Минеир, Нукат, Зилим и другие мелкие притоки). Разгрузка происходит в основном в долине р. Инзер часто в виде крупных сосредоточенных родников типа «Холодного» у д. Усман-Гали с дебитом до 100 л/с, который является выходом исчезнувшей р. Нукат. О наличии концентрированных водотоков свидетельствуют карстовые пещеры (Максимовича, Нукатовская и др.). Наряду с крупными, встречаются родники с дебитом 0,5–3,5 л/с. Более водоносными являются миньярские известняки.

По составу в зоне активного водообмена преобладают гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией до 0,3 г/л. С глубиной возникают условия весьма затрудненного гидродинамического режима, способствующие сохранению седиментогенных (талассогенных) вод. Доказательством этого служат Ассинские минеральные источники, вытекающие из катавских известняков на левом берегу р. Юрмаш вблизи одноименной деревни, в виде отдельных грифонов на протяжении до 2 км. Суммарный дебит 30 л/с. Вода хлоридная натриевая Ша (хлормagneиевого) типа, минерализация воды в отдельных выходах от 1,1 до 5,5 г/л, а в одном — до 20,5 г/л. Температура воды от 7 до 15°C, что свидетельствует о подъеме воды со значительной глубины (до 950–1000 м). В воде обнаружены (мг/л): сероводород (1,7), бром

(4), железо (2,4), марганец (0,7), стронций (1,0), кремниевая кислота (9,6), иод (2): аномальные концентрации гелия $(4,9-11) \times 10^{-2}$ мл/л, на 3–4 порядка превышающие фоновые содержания.

3. Бакало-Зигазинская группа карстовых бассейнов находится в одноименном межгорном понижении, в западной части Тараташско-Ямантауского антиклинория. Трещинно-карстовые воды приурочены здесь главным образом к карбонатным толщам в составе авзянской свиты (катаскинской, ушаковской и реветской).

С известняками катаскинской толщи связаны обильные сосредоточенные родники, выходящие по берегам рек Инзер, Катаскин, Калышта, Тара и др. Закарстованность обусловила концентрацию подземных водотоков. Ушаковская толща доломитов, зажатая среди безводных сланцев малоинзерской и зеленой толщ, имеет невысокую водоносность. Реветские доломиты сильно трещиноваты и закарстованы. В них встречаются полости размером от 3 до 11 м (Туканское месторождение), и по отдельным зонам закарстованность проникает до глубины 200 м (Верхне-Аршинское месторождение). При этом поверхностные карстопроявления редки.

В реветских доломитах имеется ряд линейно-вытянутых бассейнов карстовых вод, которые глубоко (80–100 м) залегают на междуречьях и разгружаются по долинам рек в виде концентрированных родников с дебитом от 2 до 10 л/с. При проходке шахт на Верхне-Аршинском месторождении водоприток составлял от 2 до 6,3 л/с. Он изменялся в зависимости от количества атмосферных осадков. Коэффициент фильтрации доломитов на этом участке 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 ведет к образованию напорного режима в карстовых бассейнах. Напорность возрастает с глубиной.

Закарстованность и водоносность карбонатных толщ наибольшая вдоль тектонических нарушений. Приуроченные к пониженным частям рельефа, они являются хорошими аккумуляторами подземного стока.

Минерализация карстовых вод данной группы бассейнов в основном 0,2–0,3 г/л. Преобладающими являются гидрокарбонатные кальциевые воды. На Туканском месторождении установлено увеличение минерализации и жесткости вод с глубиной.

4. Тараташско-Ямантауская и Ирмельско-Малиногорская группы карстовых бассейнов распространена в межгорных понижениях в пределах одноименных антиклинориев. Водовмещающими являются главным образом толсто- и среднеслоистые известняки саткинской свиты,

в южной части — 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 (внутриструктурных) карстовых бассейнов. Всего их насчитывается около 20. Наиболее крупные имеют длину от 20 до 50 км при ширине от 2 до 5 км. Длина мелких (около 10) не превышает 1 км.

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

В бассейнах рек Б. Сюрюзяк, Буганак, Нура к известнякам и доломитам саткинской свиты приурочен ряд мелких карстовых бассейнов. Наиболее изучен небольшой Кзыл-Ташский карстовый бассейн. По данным Б. И. Орехова [1954], карбонатные породы здесь сильно закарстованы. Карстовые воды в основном безнапорные и залегают на глубине от 1 до 30 м, а в закарстованных зонах — до 40 м со слабым напором. Удельные дебиты скважин от 0,001 до 11 л/с. Коэффициенты фильтрации пород от 0,0013 до 21 м/сут. Наиболее обводненными являются зоны тектонических нарушений (до 100 л/с). Средний уклон потока карстовых вод 0,013. Величина модуля подземного стока 2,8 л/с·км² (среднегодовой — 6,18 л/с·км²). Амплитуда колебания уровней 0,6–0,9 м; в области питания она достигает 2–3 м.

По составу воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые, минерализация 0,2–0,4 г/л.

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

Пять крупных карстовых бассейнов в южной части района связаны с карбонатами авзянской, а также миньярской и катавской свит. Известно лишь, что известняки и доломиты по долине р. Белой на участке от устья р. Авзян до с. Байназарово трещиноваты и закарстованы (имеются пещеры). Родники, выходящие в долине р. Белой, имеют значительные дебиты (до 10 л/с).

На стыке гидрогеологических областей Зилаирского синклиория и Башкирского поднятия выделяются Юрюзанский, Тирлянский, Белорецкий межгорные карстовые бассейны синклинального типа

(мульды) и Прибельский линейный, приуроченные к силурийским и девонским карбонатным отложениям.

1. Юрюзанский карстовый бассейн приурочен к одноименной тектонической депрессии, со всех сторон ограниченной метаморфическим комплексом позднего протерозоя и раннего палеозоя. В рельефе бассейн соответствует межгорному понижению. Все это создает благоприятные условия для формирования карстовых вод бассейна. Карстовые воды разгружаются в долине р. Юрюзань. Размеры бассейна: длина 15 км, ширина 5 км.

2. Тирлянский карстовый бассейн приурочен также к одноименной тектонической депрессии, в рельефе соответствующей межгорному понижению. Водоносность пород неравномерна: дебиты родников из карбонатных толщ нижнего девона от 5 до 15 л/с, среднего девона от 5 до 10 л/с, а из тонкослоистых известняков силура не более 2 л/с. Глубина залегания карстовых вод до 50 м. Разгрузка их происходит в долине р. Белой. Минерализация карстовых вод бассейна 0,2–0,4 г/л при гидрокарбонатном кальциевом составе. Они широко используются для водоснабжения пос. Тирлянский и других населенных пунктов. Размеры бассейна: длина 21 км, ширина 5 км.

3. Белорецкий карстовый бассейн также приурочен к одноименной тектонической депрессии, соответствующей в рельефе обширному плоскодонному понижению, которое прорезается по центру долиной р. Белой (рис. 23).

Движение карстовых вод и их разгрузка определяются двумя системами трещин СЗ 270–280° и 340–350°. Ширина раздробленных зон до 1,5 км. В рельефе эти зоны контролируются ложбинами и цепочками поверхностных карстопроявлений. Последние в пределах депрессии встречаются редко, так как в основном снивелированы глинистыми образованиями мезозоя – кайнозоя. Это создает определенную специфику формирования карстовых вод в основном за счет перетока трещинных вод из сопредельных районов и поглощения поверхностного стока по определенным зонам.

Значительной водообильностью отличается часть бассейна, примыкающая с севера к ультрабазитам Крака. В этой узкой зоне за счет поглощения ручьев (Б. Рязь, Арвяк, Уткаль и др.), стекающих с северного склона массива Крака, и инфильтрации атмосферных осадков формируются значительные запасы карстовых вод. Об этом свидетельствуют многодебитные родники (1–100 л/с), выходящие в долине р. Белой. В основном они нисходящие, иногда восходящие, чему способствует экранирование глинисто-суглинистого элювиально-делювиального чехла, залегающего на гравийно-галечниковых отложениях в основании склонов.

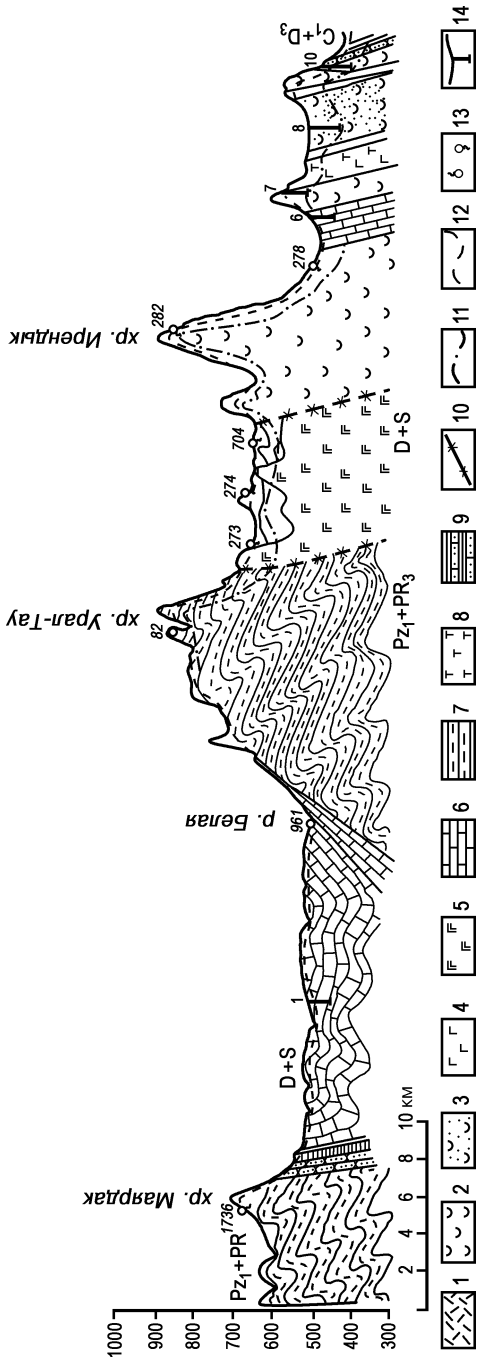


Рис. 23. Гидрогеологический разрез восточной части бассейна трещинных вод складчатого Урала с Белорецким карстовым бассейном (разрез 8 на рис. 13) (по Н. Н. Толстуновой [1964 г.])

1–8 — водоносные породы: 1 — вулканогенные образования среднего состава, 2 — туфы, 3 — лавы основного состава, 4 — ультраосновные породы, 5 — известняки, 6 — кристаллические сланцы, 7 — кремнистые сланцы, яшмы, туффиты, 8 — переслаивание песчаников и глинистых сланцев; 9 — водоносные разломы, 10 — границы зоны активной трещиноватости; 11 — уровень подземных вод; 12 — родники: нисходящие и восходящие; 13 — скважины; D–S — трещинно-карстовые воды в карбонатных толщах девона и силура (Белорецкий карстовый бассейн)

По правобережью р. Белой водоносность карбонатных пород отличается еще большей неравномерностью. Участки повышенной водообильности, связанные с зонами трещиноватости и интенсивной закарстованности, чередуются с практически безводными. В рельефе такие зоны обычно контролируются оврагами, перпендикулярными к долине р. Белой. Именно с этими зонами связаны крупнодебитные родники в районе д. Ломовка (85 л/с) и южнее г. Белорецк (20 л/с). Эти зоны являются аккумуляторами подземного стока. Междуречья в основном соответствуют незакарстованным, практически безводным массивам. Это доказывается ничтожно малыми удельными дебитами скважин (0,08–0,001 л/с).

Минерализация карстовых вод бассейна от 0,2 до 0,4 г/л, преобладает гидрокарбонатный кальциевый состав вод, в зоне влияния ультрабазитов — гидрокарбонатный магниевый. Воды широко используются для водоснабжения г. Белорецка и прилегающих сел и деревень. Являются перспективными для централизованного водоснабжения. Размеры бассейна: длина 35 км, наибольшая ширина до 15 км.

4. Прибельский линейный карстовый бассейн протягивается узкой полосой вдоль западного борта Зилаирского мегасинклиниория от с. Нижне-Серменево до с. Мурадымово. Водоносными являются также карбонатные толщи силура и девона, прорезанные на значительном протяжении почти по простиранию долиной р. Белой, а на южном окончании — долинами рек Б. и М. Ик, являющимися основными дренами бассейна. В формировании карстовых вод данного бассейна большую роль играет поглощение многочисленных поверхностных водотоков, особенно правобережных (Наязы, Яндык, Кадыш, Бугонак, Ала-Куян и др.). Разгрузка происходит в виде редких карстовых родников по долине р. Белой с дебитом от 2 л/с (с. Верхне-Серменево) до 14 л/с (около д. Азикеево). Вниз по течению р. Белой, наряду с концентрированными карстовыми родниками, встречаются и рассредоточенные выходы на расстоянии 150–200 м. О концентрированной циркуляции и разгрузке карстовых водотоков в пределах бассейна свидетельствуют многочисленные пещеры в районе сел Серменево, Байназарово, Старосубхангулово и др. Направление пещерных ходов контролируется тектоническими трещинами. Причем подавляющее большинство пещер приурочено к верхнедевонским известнякам, что указывает на концентрацию в них подземного стока. Общий сток карстовых вод направлен в сторону р. Белой и далее параллельно ей к юго-западу (односторонний).

Гидродинамический разрез бассейна классический, то есть имеются все гидродинамические зоны. Мощность зоны вертикального

движения вод достигает 80–100 м. В ее пределах на различных уровнях, соответствующих поверхностям выравнивания и террасовым комплексам, фиксируются отдельные горизонты подвешенных вод. Переходная зона определяется годовой амплитудой уровня карстовых вод, мощность ее не превышает 5–6 м. Зона горизонтального движения карстовых вод имеет мощность 5–10 м. Наличие этой зоны подтверждается рядом косвенных признаков (подрусловая разгрузка карстовых вод и др.), а сифонной циркуляции — выходами напорных родников в долине р. Белой (родник Шульган).

В пределах бассейна преобладают гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией 0,2–0,4 г/л.

Бассейн располагает значительными ресурсами карстовых вод (3–4 л/с/км²) на фоне 1–2 л/с/км², то есть в 2–4 раза выше, чем на соседних площадях распространения трещинно-жильных вод.

Общая протяженность бассейна 165 км при ширине от 3 до 8 км.

2.6.5. Карстовые бассейны Магнитогорского мегасинклиория

В пределах Магнитогорского мегасинклиория (Тагило-Магнитогорского прогиба) трещинно-карстовые воды, приуроченные к закарстованным массивным и слоистым известнякам кизильской свиты, а также к отдельным прослоям и линзам известняков в составе уртазымской и березовской свит, образуют ряд разобщенных бассейнов карстовых вод. Наиболее крупным является Кизильский бассейн в центральной части Магнитогорского мегасинклиория. В северной части этой структуры имеется Шартымский бассейн карстовых вод. В пределах Вознесенско-Присакмарского синклиория с севера на юг выделяется ряд мелких бассейнов карстовых вод: Миндякский, М. Кизильский, Северо-Присакмарский, Южно-Присакмарский (Юлбарсовский).

Наряду с крупными бассейнами карстовых вод, широко известны микробассейны, приуроченные к мелким прослоям и линзам известняков в составе карамалыташской, ирендыкской, уртазымской и березовской свит. Размеры их в поперечнике обычно до 1 км, а протяженность от 1 до 5 км.

Общим для всех бассейнов является формирование карстовых вод не только за счет выпадающих атмосферных осадков, но и за счет поглощения поверхностного стока рек (Кизил, Янгелька, Шартымка, Якай и др.), а также перетока трещинных вод из окружающих бассейны вулканогенно-осадочных комплексов. В условиях засушливого кли-

мата Зауралья собственно естественные ресурсы карстовых вод всех карстовых бассейнов невелики. Но зато велики привлекаемые запасы вод за счет поглощения стока рек Б. и М. Кизил, Янгелька, Худолаз и др., а также перетока подземных вод из окружающих бассейнов пород. Для всех бассейнов характерны: 1) более высокие значения модулей подземного стока (4–5 л/с·км²) в сравнении с региональными (до 1 л/с·км²); 2) наличие зон сосредоточения карстовых вод, обычно унаследованных долинами рек, и практически безводных массивов на фоне региональной водоносности.

Ниже приводится краткая характеристика наиболее крупных бассейнов карстовых вод.

Кизильский карстовый бассейн приурочен к одноименному синклинирию. Он выделяется рядом авторов (рис. 24).

Водовмещающими являются закарстованные известняки нижнего карбона (кизильская свита) и, отчасти, среднего карбона (березовская свита). К ним приурочены трещинные, трещинно-карстовые и трещинно-жильные воды, образующие единый бассейн трещинно-карстовых вод. Трещинно-карстовые воды связаны с зоной региональной экзогенной трещиноватости, имеющей мощность 60–80 м, а трещинно-жильные — преимущественно с зонами тектонического дробления и активных неотектонических подвижек по межглыбовым разломам.

Трещинные воды в пределах бассейна отличаются невысокими дебитами при откачках из скважин (десятые и сотые доли, реже 2–3 л/с), а также повышенной минерализацией (3–4 г/л).

Наиболее водоносными являются зоны сопряжения меридиональных и поперечных (субширотных) разломов, которые в рельефе часто контролируются логами и суходолами. К закарстованным зонам приурочены значительные запасы трещинно-жильных вод. В субширотных разломах дебиты отдельных скважин глубиной 50–100 м достигают 200 л/с при понижениях 8–13 м [Буданов, 1964]. В то же время фоновые значения удельных дебитов скважин и родников изменяются от 0,2 до 1,2 л/с [Крутов, 1964] и характерны для горизонта трещинных вод в зоне экзогенной трещиноватости.

Для двух наиболее изученных зон бассейна характерна отчетливая выраженность их в рельефе в виде логов и закарстованность ниже современных базисов эрозии. Карстовые полости вскрываются на глубинах от 15 до 104 м. В первой зоне запасы трещинно-карстовых вод по категориям А+В+С составляют 1,2 м³/с. Суммарный дебит 6 скважин при опытных откачках достигал 702 л/с.

Вторая зона контролируется Пещерным логом. Водообильность ее несколько ниже. Эксплуатационные запасы составляют 721 л/с,

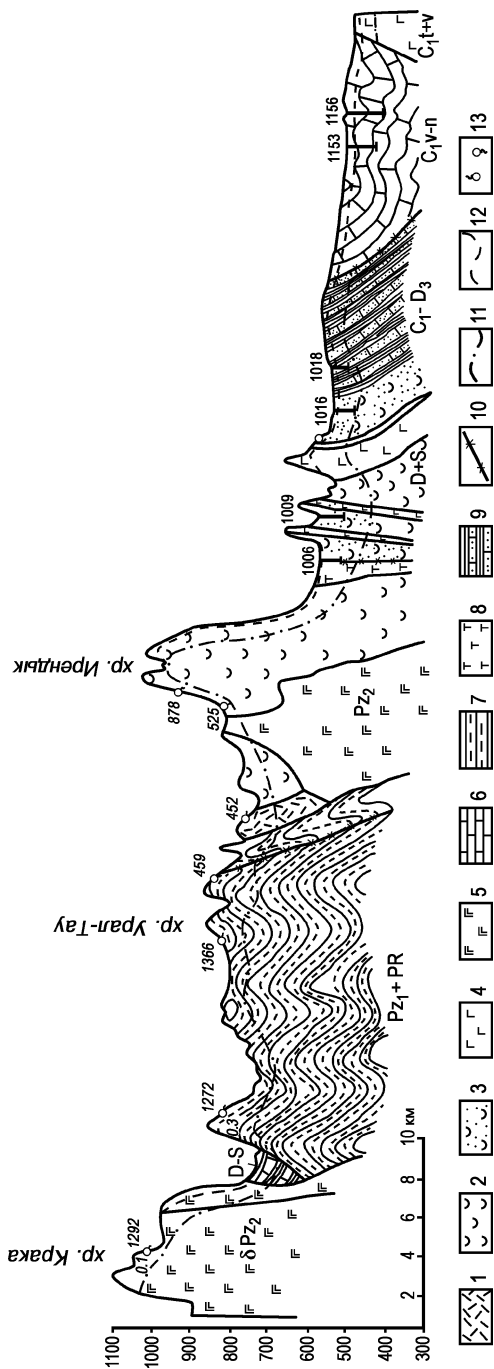


Рис. 24. Гидрогеологический разрез восточной части бассейна трещинных вод складчатого Урала с Кизильским карстовым бассейном (разрез 9 на рис. 13) (по Н. Н. Толстуновой [1964 г.]

1—10 — водоносные породы: 1 — вулканогенные образования кислого состава, 2 — лавы среднего состава, 3 — туфы среднего состава, 4 — лавы основного состава, 5 — ультраосновные породы, 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 — относительно монолитные породы; 13 — уровень подземных вод; 14 — родники восходящие и нисходящие; C_{1v-n} — трещинно-карстовые воды в карбонатных породах кизильской свиты — Кизильский карстовый бассейн

в том числе динамические — 250, статические — 87 и инфильтрационные — 384 л/с [Крутов, 1964].

На Кизильском участке дебит отдельных скважин составил 128 л/с при понижении 0,53 м, утвержденные запасы (А+В+С) 351 л/с. Общие ресурсы достигают 550 л/с. Коэффициент фильтрации известняков в пределах зоны изменяется от 0,5 до 232 м/сут. В западном и северо-западном направлениях водопроницаемость пород снижается, но и здесь встречаются отдельные зоны с высокими Кф.

Естественная разгрузка трещинно-карстовых вод в виде родников происходит главным образом по долинам рек Янгелька, Сосновка, В. Крутая и др. В долине р. Янгелька, между пос. Пещерный и Искра на расстоянии 4,5 км разгружается 80 л/с карстовых вод. В зимний период общий дебит уменьшается на 25–30 %.

Карстовые воды залегают на глубинах от 0,2 до 27 м в северной части бассейна и от 2 до 86 м — в южной, то есть глубина залегания к югу увеличивается. Одновременно они приобретают напорный характер. Величина напора от 0,5–28 до 82 м. Абсолютные отметки уровней в северной части 350–400 м, а в южной — 250–300 м.

Кизильский карстовый бассейн характеризуется односторонним стоком вод в южном направлении [Крутов, 1964]. Для него характерен V тип гидродинамического профиля по Г. А. Максимо-вичу с тремя основными зонами вертикального, горизонтального и глубинного движения трещинно-карстовых вод. Мощность зоны вертикального движения изменяется от 2–6 м на придолинных участках до 30–90 м на междуречьях. Переходная зона, определенная по годовой амплитуде уровня вод, имеет мощность 0,6–0,8 м в долинах и до 2–3 м на междуречьях. Зоны горизонтальной и глубинной циркуляции трудно разделимы. За нижнюю границу В. М. Крутов [1964] предложил принять динамический уровень, соответствующий началу неустановившегося движения. Мощность зоны горизонтального движения 4–6 м, а глубинного — на отдельных участках 80–90 м. Базисом разгрузки вод этой зоны являются зоны разломов, где фильтрационные свойства известняков выше. Таким образом, в вертикальном разрезе запасы карстовых вод распределяются зонально. Каждая гидродинамическая зона обладает примерно постоянной величиной запасов карстовых вод. Разведанные водозаборы с подсчитанными запасами могут рассматриваться как аналоги для оценки запасов в пределах других бассейнов карстовых вод Южного Зауралья.

Бассейн в целом характеризуется значительной пестротой гидрогеохимических условий зоны активного водообмена, где происходит

сосредоточение карстовых вод. Характерны гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды. Минерализация их обычно 0,6–0,7 г/л. На остальной территории развиты сульфатно-хлоридные кальциевые и хлоридные натриево-кальциевые воды с минерализацией 2–2,5 г/л. На участках активного подтока вод из березовской свиты и в зоне замедленного водообмена воды имеют повышенную минерализацию 1,7–4,5 г/л и хлоридно-сульфатный натриевый состав.

Шартымский карстовый бассейн приурочен к ядру одноименной синклинали. Водоносными являются известняки намюрского и визейского ярусов нижнего карбона. С востока к ним примыкают эффузивы и туфы березовской свиты, а с запада — базальты различного состава, их туфы и брекчии силура и девона. На юге (у д. Сафарово) бассейн замыкается. Размеры: ширина от 1 до 3 км, протяженность 40 км.

Водоносность известняков в пределах бассейна неравномерна. С глубиной происходит уменьшение величины Кф от 65 м/сут на глубине 25 м до 10 м/сут на глубине 95 м, а соответственно и снижение удельных дебитов скважин: от 10 до 3 л/с.

Разгрузка карстовых вод происходит по долинам рек в аллювиальные отложения. Глубина залегания вод в районе д. Юлдашево — 0,5–1,5 м, на возвышенных участках — 10–20 м.

Запасы трещинно-карстовых вод в районе д. Юлдашево утвержденные ГКЗ (1961 г.) составляют по категории А — 5,5; В — 2,0; С₁ — 2,8 тыс. м³/сут.

Для бассейна характерны гидрокарбонатные магниевые-кальциевые воды, минерализация которых 0,2–0,5 г/л и общая жесткость 2–6 мг-экв/л.

Миндякский карстовый бассейн приурочен к северной части Сакмаро-Миндякской синклинали. Здесь к известнякам кизильской свиты, зажатым между эффузивами с востока и метаморфическими породами протерозоя с запада, приурочен крупный бассейн карстовых вод. Общая его протяженность 45 км, ширина от 2 до 6 км.

Мало-Кизильский карстовый бассейн находится в верховьях р. М. Кизил между пос. Ядгарский на юге и д. Мухаметово на севере. В формировании вод бассейна значительную роль играет поглощение поверхностного стока. В частности, руч. Яткой с расходом 73 л/с (12.10.1963) за 0,6 км до впадения в М. Кизил полностью поглощается в понорах. Дебиты родников от 1,5 до 20 л/с. По химическому составу преобладают гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией до 1 г/л.

Южно-Присакмарский (Юлбарсовский) карстовый бассейн приурочен к ядру Присакмарской синклинали (бассейны рек Сакмара,

Б. 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 тектоническим. Общая мощность водоносных пород до 120 м. Бассейн вытянут узкой полосой на 70 км, шириной в среднем 3–5 км (показатель вытянутости 15–20).

Разгрузка происходит по долинам рек Сакмара, Б. Бузавлык и их притокам. Суммарный средний дебит родников в зоне разгрузки около Юлбарсово в августе — октябре 1972 г. составил 14,8 л/с. Средний расход р. Ера-Нагас, сток которой формируется главным образом за счет разгрузки вод бассейна, в этот период составлял 16–19 л/с. Удельные дебиты скважин достигают 2–3 л/с. Общее направление потока карстовых вод — к югу с уклоном 0,074 вблизи зон дренирования.

В пределах бассейна преобладают хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые воды с минерализацией до 1,0 г/л. В засушливые годы устойчиво превалируют гидрокарбонатно-хлоридные натриево-кальциевые воды. Минерализация их достигает 1,5 г/л.

Помимо крупных карстовых бассейнов в пределах данной провинции имеется большое количество микробассейнов карстовых вод, приуроченных к небольшим линзам и прослоям известняков, зажатых среди эффузивно-осадочных образований. Их размеры обычно редко превышают 1–2 км в длину и 1 км в ширину.

В северной части провинции такие бассейны трещинно-карстовых вод имеются в составе улутауской свиты девона. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,01 до 5,5 л/с, а коэффициенты фильтрации пород от 0,03 до 10 м/сут., что указывает на неравномерную трещиноватость, закарстованность и обводненность. Такой микробассейн карстовых вод вскрыт в юго-западном борту карьера на месторождении им. XIX партсъезда. Основной водопиток в карьер составляет в пяти дренажных скважинах 33,2 л/с. Фильтрационные характеристики также изменяются в широких пределах от 0,03 до 26 м/сут. Амплитуда колебания уровня карстовых вод в течение года — от 0,5 до 2,0 м.

Присутствие подобных микробассейнов отмечается и среди образований карамалыташской свиты, в частности, в районе д. Новобайрамгулово, где в известняки поглощаются два ручья с общим расходом 12,5 л/с. Такие бассейны имеются и среди силурийских отложений в районе деревень Поляковка, Вознесенка, Юлдашево. Южнее среди диабазов и порфиринов верхнеберезовской подсвиты имеется выдержанная полоса известняков шириной 400 м, которая прослеживается

по обоим берегам реки 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 небольших глубинах. Так, дебит скважины западнее оз. Лебяжьего, вскрывшей линзу известняков, составил 1 л/с без понижения. Подобные линзы известняков с приуроченными к ним трещинно-карстовыми водами отмечаются и среди эффузивно-осадочных образований нижнего карбона и даже зилаирской свиты. В частности, дебиты родников из них достигают 3 л/с. Наиболее обводненными являются контактовые зоны известняков с вмещающими породами (скважина у пос. Илимбетово из такой зоны давала 59 л/с).

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

Глава 3. ТИПЫ И РАЙОНИРОВАНИЕ КАРСТА БАШКОРТОСТАНА

3.1. Типы карста

Широкое распространение в Башкортостане легкорастворимых в воде пород является одним из основных условий развития карстового процесса, а различия в физико-географической и гидрогеологической обстановках отдельных частей Республики обусловили многообразие форм его проявления. Предлагаемая типизация карста (рис. 25) разработана на базе различных схем и классификаций (Г. А. Максимовича, Н. А. Гвоздецкого, Д. С. Соколова, А. Г. Чикишева, В. С. Лукина) и учитывает физико-географические и геолого-гидрогеологические факторы: климат, рельеф, тектонику, литологический состав, степень трещиноватости и обнаженности карстующихся пород, агрессивность природных вод и характер гидродинамического профиля. Эта схема типизации касается в основном поверхностных карстопроявлений, являющихся результатом мезозойско-кайнозойского этапа развития геологических процессов, оказывающих активное влияние на питание, движение и разгрузку подземных вод, а также на хозяйственную деятельность человека.

Для Башкортостана характерен умеренно влажный климат с количеством осадков 350—750 мм в год, поэтому в его пределах выделяется один тип карста, развивающийся в обстановке умеренного питания подземных вод. По условиям залегания карстующихся пород и характеру рельефа местности различаются три его подтипа: 1) равнинный — на практически горизонтальной основе залегания карстующихся пород; 2) горный — на сильно дислоцированном субстрате; 3) равнинный — на складчато-глыбовой основе.

По составу карстующихся пород выделяются классы сульфатного, карбонатного и сульфатно-карбонатного карста. По степени перекрытости карстующихся пород и характеру покрова различаются подклассы закрытого (русского), покрытого или подэлювиально-делювиального (среднеевропейского), перекрытого или подаллювиального (камского) и голого карста.

1. Равнинный подтип карста на горизонтальной основе распространен в Предуралье, для которого свойственны преимущественно спо-

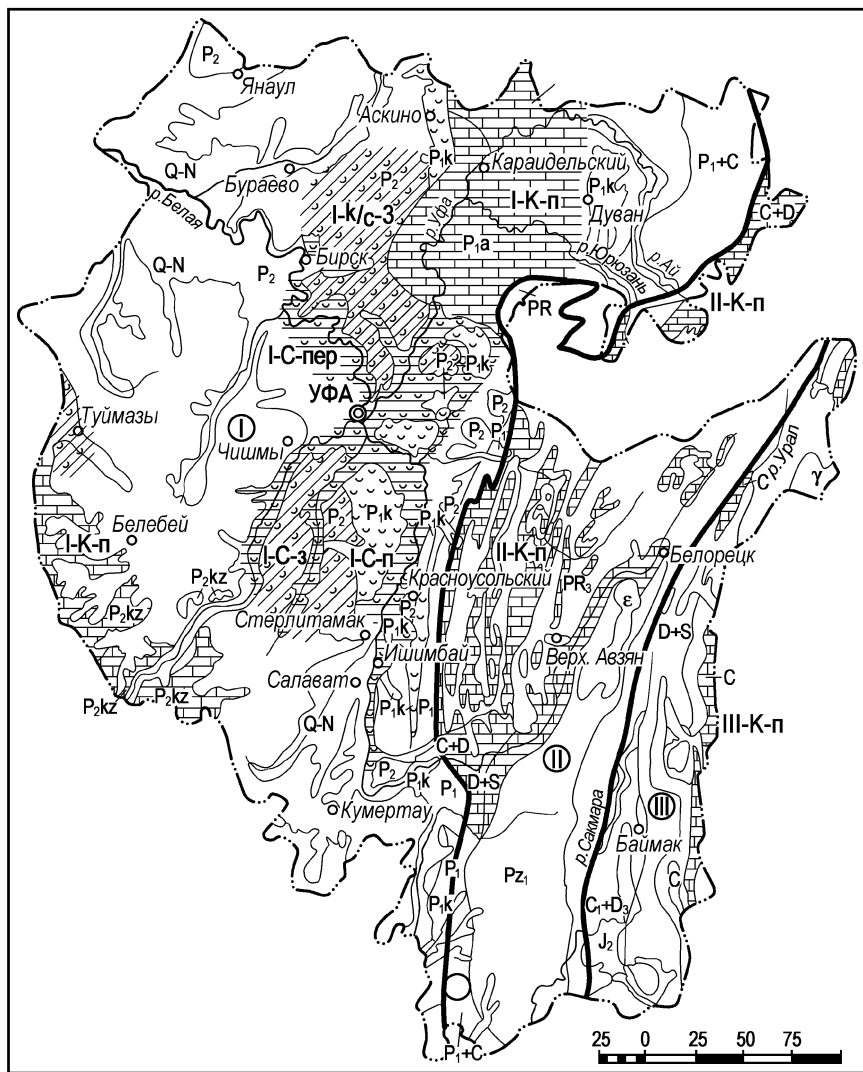


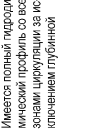




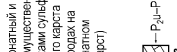
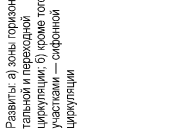


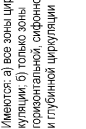


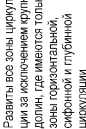


Рис. 25. Карта типизации карста Башкортостана

Условные обозначения см. в табл. 12

Таблица 12

Типизация карста

Тип по условиям питания	Подтип по характеру рельефа	Класс по составу карстуемых пород	Подкласс по степени обмороженности карстуемых пород	Характерные гидродинамические профили основных типов карста
Карст в условиях умеренного питания	Равнинный на склоне (зупраге I)	Карбонатный (в т.ч. в трещинной) I - K 	Карбонатный преимущественно порфый с участками голого и перерывного  I - K - п	Местом а), Полный гидродинамический профиль со всеми зонами циркуляции (по Т.А. Мещерякову); б) Только зона горизонтальной циркуляции 
	Равнинный на горизонтальной основе (зупраге II)	Сulfидный I - C 	Сulfидный преимущественно порфый с участками голого  I - C - г	Местом: полный гидродинамический профиль с участками горизонтальной и вертикальной циркуляции 
	Равнинный на горизонтальной основе (зупраге II)	Смешанный карбонатный и сульфидный с участками сульфидного и карбонатного карста в твердых породах на гипсовом и карбонатном цементе (класкарст) I - Mc 	Смешанный карбонатный и сульфидный с участками сульфидного и карбонатного карста в твердых породах на гипсовом и карбонатном цементе (класкарст)  I - Mc - п	Развиты: а) зоны горизонтальной и вертикальной циркуляции; б) все зоны циркуляции — сифонной циркуляции 
	Равнинный на склоне (зупраге II)	II - k 	Карбонатный преимущественно порфый с участками голого и перерывного  II - K - п	Местом: а) все зоны циркуляции; б) только зоны горизонтальной, сифонной и глубинной циркуляции 
	Равнинный	II - k 	Карбонатный преимущественно порфый с участками голого и перерывного  II - K - п	Развиты все зоны циркуляции, кроме горизонтальной зоны, где имеется только зона горизонтальной, сифонной и глубинной циркуляции 

койное залегание пород и сглаженные формы рельефа. Эта часть Башкортостана отличается самой высокой закарстованностью и наибольшим разнообразием карста. Здесь широко представлены сульфатный и карбонатный классы карста, а иногда они присутствуют одновременно, и в таких случаях возможно выделение смешанного сульфатно-карбонатного класса (западный и восточный борты Уфимского плато).

Сульфатный класс карста развит в бассейнах нижних течений рек Белой и ее притоков: Уфы, Демы, Сима, Уршака, то есть в пределах Прибельской холмисто-увалистой равнины. В тектоническом отношении — это юго-восточный склон Русской платформы, Предуральский краевой прогиб, южное и западное погружение Пермско-Башкирского свода. В ограниченных масштабах этот класс карста развит в северо- и юго-восточных частях Бугульминско-Белебеевской возвышенности, соответствующих окраинам Татарского свода, а также на западе Приайской равнины.

Карстующаяся гипсово-ангидритовая кунгурская толща на одних участках перекрыта четвертичными аллювиальными и неогеновыми морскими отложениями, на других — погружается под верхнепермские, на третьих — выведена почти на поверхность и покрыта лишь мало-мощным чехлом глинистых элювиально-делювиальных образований. Везде, где мощность перекрывающих пород не превышает 80 м, карстовый процесс в гипсово-ангидритовой толще проявляется на поверхности в виде воронок, провалов и других форм. При этом мощность и состав перекрывающих пород косвенно влияют на скорость развития карстового процесса, так как определяют характер инфильтрации и движения подземных вод и в целом — характер гидродинамического профиля карстового участка.

Перекрытый подкласс сульфатного карста развит в долинах рек Белой (от выхода ее из гор и до широты г. Бирска), Уфы (от ее выхода из пределов Уфимского плато и до слияния с р. Белой), нижних течений рек Демы, Уршака, Сима, Инзера, Зилима, Ика, на отдельных участках долин рек Ая, Юрюзани и др. Доакчагыльский этап снижения базиса эрозии обусловил глубокий (до 100–300 м) врез этих рек в гипсово-ангидритовую толщу, которая была выведена на поверхность и подвергалась интенсивному выщелачиванию (голый тип карста). В результате этого поверхность ее представляет сочетание узких гребней и карстовых депрессий глубиной 65–120 м обычно вытянутых вдоль долин (см. рис. 25). Ширина гребней составляет 50–500 м, а протяженность — 100–700 м.

Прямолинейные цепочки воронок обычно совпадают с бортами депрессий. В период акчагыльской ингрессии моря закарстованная

поверхность гипсов была перекрыта морскими глинистыми породами, а позднее — четвертичными аллювиальными осадками. Однако карстовый процесс не прекратился, а продолжается и в настоящее время, о чем свидетельствуют многочисленные поверхностные карстопроявления в виде различной формы и величины карстовых воронок, карстовых котловин и провалов. По данным М. С. Верзакова, на левобережье р. Белой у г. Уфы и пос. Карламан диаметр воронок составляет 10–25, реже 25–50 и очень редко до 100 м, а глубина их 1–8, редко до 12–17 м. Генезис воронок коррозионно-просадочный, коррозионно-суффозионный, коррозионно-эрозионный, реже коррозионно-провальный.

Наиболее благоприятны для развития карста очаги поглощения метеорных вод или разгрузки подземных вод. В районе таких очагов на террасах воронки, как правило, располагаются в виде беспорядочных скоплений (карстовых полей) вдоль тыловых швов террас, а также вдоль бортов палеорусел — в виде цепочек, нередко образующих в результате слияния удлинённые замкнутые карстовые котловины. Такие котловины отмечаются в долине р. Белой в районе городов Уфы и Благовещенска. Плотность воронок на 1 км² по долинам рек Белой, Уфы и Демы в пределах карстовых полей от 8 до 800, в среднем около 100. Коэффициент закарстованности, по данным дешифрирования (В. И. Мартин, К. А. Горюнов, Г. М. Андрианов и М. С. Верзаков), от 0,003 до 0,3, чаще 0,05–0,08. Многие карстовые воронки превратились в озера, обычно имеющие связь с подземными водами, реже подвешенные, атмосферного питания, непостоянные во времени. Значительную группу карстовых озёр составляют озера-родники, являющиеся очагами разгрузки карстовых вод из зоны сифонной циркуляции в долинах рек. Такими являются Бирский минеральный источник на I террасе, у основания правого склона долины р. Белой, Талалаевские родники в долине р. Мессельки и др.

Ниже современных русел рек в гипсово-ангидритовой толще существует сеть карстовых каналов, образовавшихся в основном в период максимального предкинельского вреза р. Белой и ее притоков. При изысканиях под мостовые переходы через р. Белую в г. Уфе [Ткалич, 1961] в гипсах были вскрыты карстовые полости высотой от 0,2 до 6,5 м, заполненные илисто-глинистым материалом. Здесь в прибортовой части над кунгурскими гипсами нередко залегает соликамский горизонт уфимского яруса, карбонатный разрез которого на контакте с гипсами повсеместно сильно закарстован. Доказательством являются карстовые полости, выполненные брекчиевидной известково-глинистой массой, которая постоянно вскрывается буровыми скважинами. Именно приконтактная часть гипсов с соликамскими карбонатами

является наиболее водоносной. В долине р. Белой между городами Стерлитамак и Бирск нередки современные карстовые провалы. Так, на левобережье р. Белой, в районе п. Карламан на площади 100 км², по сведениям М. С. Верзакова, за период с 1940 по 1966 гг. зарегистрировано 19 провалов диаметром до 20 м.

Возникновение карстовых провалов в настоящее время указывает на активность карстово-суффозионного процесса на тех участках долин, где условия для этого благоприятны. Очевидно, активность процесса в таких случаях находится в прямой зависимости от неотектонических подвижек [Рождественский, 1971].

Перекрытый подкласс карста иногда создает естественную регулирующую способность стока рек (Уршак, Дема, Уса, Изяк, Уфа, Белая), выражающуюся в частичном переводе его в подземный сток в пределах одних участков долин и трансформации в поверхностный на других.

Закрытый подкласс карбонатно-сульфатного карста пользуется в Башкортостане и в Предуралье в целом наиболее широким распространением. Особенно полно он представлен по правобережью р. Белой, на Бельско-Демском (см. рис. 25) и Уфа-Бельском междуречьях, а также в районе городов Октябрьский и Туймазы.

Карстующимися являются карбонатные породы в нижней части шешминского и соликамского горизонтов уфимского яруса и подстилающая их гипсово-ангидритовая кунгурская толща. Отличительной особенностью данного подкласса карста является экранированность карстующихся пород сверху красноцветной толщей (песчаники, аргиллиты, алевролиты) верхней части шешминского горизонта мощностью в среднем 20–30 м.

Выходы карбонатных, а также участками сульфатных пород на поверхность или их близкое залегание наблюдаются вдоль склонов крупных (Белая, Уфа, Дема, Уршак) и малых (Бирь, Изяк) рек, а также овражно-балочной сети, которые являются естественными дренами подземных вод, в том числе и карстовых. Карстопроявления при прочих равных условиях в связи с этим концентрируются в основном вдоль склонов долин рек и оврагов, что обусловлено, кроме того, особенностями циркуляции и разгрузки карстовых вод. Динамика развития карста обусловлена дренирующим влиянием близких эрозионных врезов, и по гидродинамическим особенностям можно выделить береговые склоны, придолинные зоны и водораздельные плато.

На береговых склонах и в придолинной зоне, как уже отмечалось, карстующиеся породы выведены на поверхность, сильно подвержены процессам выветривания и разбиты трещинами бортового отпора. Все это благоприятствует активному поглощению не только талых

и дождевых вод, но и инфильтрации (иногда инфлюации) слабо-минерализованных вод, разгружающихся из вышележащих шешминских красноцветов. Кроме того, участками в основании склонов гипсовая толща имеет непосредственный контакт с речными водами. В результате этого карст данного подкласса особенно сильно развит вдоль правого склона долины р. Белой от г. Уфы до г. Благовещенска, вдоль правобережья рек Уфы и Уршака в нижнем их течении, Изяка, Бири, Ика (район городов Октябрьский и Туймазы) и др. Об активности карстового процесса здесь свидетельствуют многочисленные карстовые воронки, карстовые колодцы, слепые овраги, пещеры, ниши, карстовые провалы и карстовые источники. В частности, в районе г. Уфы около 85 % всех карстопроявлений фиксируется именно вдоль склонов рек. Плотность карстовых воронок здесь на 1 км² на крутых склонах достигает 18, на склонах средней крутизны она уменьшается до 2–3, а в пределах междуречья до 1 и менее. Средний коэффициент закарстованности для территории Уфы равен 0,002–0,003, а для склонов — 0,006–0,007 и для междуречья — лишь 0,0005. Поверхностные карстопроявления представлены главным образом воронками, часто провального генезиса. Диаметр их 10–90, нередко 200 м, а глубина от 5 до 40 м. На дне воронок встречаются открытые карстовые поноры, в больших объемах (сотнями тысяч м³ в год) поглощающие дождевые и талые воды, а также воды, разгружающиеся из вышележащих горизонтов.

В южной части Предуралья карст приурочен к гипсовым куполам и отмечается по склонам рек Куюргаза, Шайтанка и Сухайля. В западных регионах Башкортостана кунгурские гипсы погружаются на глубину более 100 м под уфимские и казанские отложения, но в районе городов Октябрьский и Туймазы по правобережью р. Ик, в пределах Туймазинского вала они залегают на глубине 10–15 м. Здесь в предкинельское время низкое положение базиса эрозии привело к резкому углублению гидрографической сети, в результате чего гипсы в пределах Туймазинского вала оказались выше местного базиса эрозии. Это явилось основной причиной активизации карстового процесса в гипсах. Повышение базиса эрозии в период акчагыльской ингрессии резко приостановило развитие карста. Новое, менее значительное понижение базиса к концу плейстоцена вызвало повторное оживление карстового процесса, но уже на более ограниченной территории, чем в неогеновое время. Анализ характера распространения поверхностных карстопроявлений и положения базисов эрозии по отношению к кровле гипсов [Васильев, 1949] показал, что все карстопроявления расположены внутри контура, образованного пересечением плоскости предкинель-

ского базиса эрозии с карстующейся толщей, а современные карстопроявления развиты там, где карстующаяся толща залегает выше современного базиса эрозии.

В пределах I и II террас долины р. Ик, где аллювий залегает часто на породах уфимского яруса, развиты преимущественно карстовые воронки и колодцы, часто провального происхождения, нередко с открытыми понорами, представляющими входные отверстия в лабиринт пещерных ходов. Глубина воронок 2–10, реже до 17 м, диаметр 2–25, редко — до 50 м. Кроме того, имеется несколько карстовых оврагов-котловин размером 100×150–750 м. Поверхность террас слабоволнистая. Повышенные участки ее соответствуют останцам гипсово-доломитовой толщи, закрытым сверху уфимскими песчаниками и мергелями. Понижения являются ложбинами размыва, выполненными делювиально-пролювиальными образованиями. Характерно, что карстопроявления сосредоточены по краям гипсовых останцев.

Наряду с видимыми карстопроявлениями, на многих участках склонов рек Уфы и Белой обнаруживаются погребенные формы карста. Так, на Новиковском месторождении гипса в районе г. Уфы зафиксированы многочисленные трещины бортового отпора, расширенные выщелачиванием и выполненные песчано-глинистым материалом. Ширина трещин от нескольких сантиметров до нескольких метров. На месторождениях гипсов горы Курочкиной, Сипайловском, Глумилинском по правому берегу р. Уфы также были обнаружены древние карстовые провалы и закарстованные зоны, полностью выполненные глиной. Часто такие провалы захватывают весь комплекс перекрывающих пород и всю гипсоносную толщу.

Кроме поверхностных и погребенных форм карста, связанных преимущественно с зонами поверхностного и вертикального движения карстовых вод, в береговой полосе широко развиты глубинные его формы, связанные в основном с переходной, горизонтальной и глубинной гидродинамическими зонами. Они представлены пещерами, отдельными кавернами и полостями. Так, в основании железнодорожного полотна в районе г. Уфы бурением вскрыта целая система карстовых полостей, расположенных преимущественно в интервале сезонных колебаний уровня р. Белой и частично заполненных глиной.

Подобные сведения имеются и по району г. Благовещенска. Пещеры — типичные формы карстопроявления в береговой зоне в условиях голого карста. Они являются отражением палеогидродинамики, то есть определенного положения базиса эрозии на различных этапах развития карстового процесса и концентрированной разгрузки карстовых вод. Наличие пещер в прибрежной зоне указывает на при-

сутствие карстовых каналов концентрированных потоков карстовых вод и на уровне современных базисов разгрузки. Наиболее известны в гипсах Уфимские и Благовещенские пещеры (правый берег р. Белой), Крясь-Тишик, «Ледяная», «Водяная» и «Новая» в районе д. Москва на правом берегу р. Ик. Небольшие пещеры имеются также близ сел Аскино, Дуванейское и Тигерменево. Входы в пещеры находятся в основании береговых склонов или на дне карстовых воронок.

Одним из показателей активности продолжающегося карстового процесса в условиях берегового склона и придолинной зоны являются современные карстовые провалы. На Уфимском карстовом косогоре в среднем образуется 2 провала за год [Смирнов, 1998]. По данным Д. Л. Иванова [1898], наиболее известны провалы, образовавшиеся в апреле и мае 1893 г. Основной причиной образования провалов вдоль береговых склонов является агрессивность вод и концентрация подземных водотоков, которые способствуют расширению карстовых каналов и полостей на контакте соликамского и иреньского горизонтов. При этом мощность закарстованной зоны не превышает 6–7 м. Нередко изначальной причиной развития карста и образования провалов на склонах являются трещины бортового отпора, по которым происходит подземный переток воды из вышележащих горизонтов в нижние. Некоторые провалы имеют внушительные размеры. Например, провал-оползень, образовавшийся в сентябре 1965 г. в верхней части правого склона долины р. Уфы имел длину 80 м, ширину 10 м и среднюю глубину 4 м.

В активизации сульфатного карста на отдельных участках все большую роль, помимо естественных, начинают играть техногенные факторы. Подрезка склонов, закладка глубоких котлованов, прокладка водонесущих коммуникаций с неизбежными утечками, эксплуатация подземных вод со снижением гидростатических напоров — вот неполный перечень факторов, которые явились причиной возникновения ряда провалов в городах Уфа, Туймазы и других населенных пунктах за последние годы.

Установлено, что карстовые провалы в условиях сульфатного карста образуются, как правило, только в пределах существующих карстовых полей. При этом частота провалов находится в прямой зависимости от плотности воронок и от коэффициента закарстованности [Мартин, 1972].

Участки наибольшей частоты карстовых провалов совпадают с зонами современных наиболее интенсивных положительных неотектонических движений (район городов Уфы, Туймазов, Бирска, сел Мишкино, Аскино, Карламан и др.).

Сильная закарстованность придолинной зоны является причиной концентрации подземного стока и разгрузки вод в виде мощных карстовых родников в основании склонов долин рек или под руслом. Карстовые родники у основания склонов выходят из небольших ниш, пещер или коррозионных карстовых воронок. Их дебиты от 2–3 до 200–300 л/с. Крупные концентрированные родники известны по берегам рек Изяк, Ар и Бирь.

Наряду с интенсивно закарстованными площадями, на склонах долин рек часто встречаются слабо и совсем незакарстованные участки. Такие участки наблюдаются на правом склоне долины р. Белой у г. Уфы, между авто- и железнодорожными мостами, почти на всем протяжении правого склона долины р. Уфы, на левом берегу р. Белой в районе с. Красный Яр и других пунктах. Это объясняется неблагоприятными условиями инфильтрации метеорных вод из-за значительной крутизны склонов и слабой водопроницаемостью перекрывающих уфимских отложений.

В условиях водораздельных плато карст развит слабо в связи с закрытостью гипсов и известняков толщей уфимских красноцветов. Редкие карстопроявления представлены здесь преимущественно карстовыми воронками. Карстовые воронки имеют диаметр от 2 до 50, реже — до 100 м. Они часто заполнены водой (оз. Солдатское в г. Уфе, оз. Безымянное у хут. Майский и другие на Уфимско-Бельском междуречье). По происхождению воронки в основном коррозионно-суффозионные. Карстопроявления на Уфа-Бельском междуречье в отдельных случаях связаны также с близким залеганием от поверхности уфимских карбонатных пород, которые, несмотря на малую мощность, также подвержены карстовому процессу. Е. Н. Татценко и др. [1942 г.], проанализировав зависимость развития поверхностных карстопроявлений от рельефа кровли кунгурских гипсов, пришли к выводу, что прямой связи между карстопроявлениями и характером залегания гипсовой толщи нет. Отсюда можно полагать, что карстопроявления на водораздельном плато имеют связь с карбонатным карстом, дизъюнктивной тектоникой и новейшими подвижками, которые местами нарушили водоупорные прослои и создали возможность для вертикального перетока слабоминерализованных подземных вод из уфимского яруса в гипсы кунгурского. Однако полностью отрицать связь между положением кровли гипсов и поверхностными карстопроявлениями нельзя, так как фактический материал по более обширным площадям свидетельствует, что карстовые воронки на водораздельном плато чаще встречаются на участках положительных структур и особенно на их крыльях.

На Уфа-Бельском междуречье гипсово-ангидритовая толща под уфимскими отложениями закарстована только в приконтактной зоне с соликамским горизонтом. Мощность этой зоны обычно 1–4 м, а ниже трещиноватость и закарстованность гипсов резко затухают. Фильтрационные свойства пород этой зоны изменяются от тысячных до десятых долей м/сут, но иногда достигают 50 м/сут, что свидетельствует о неравномерной закарстованности гипсов.

Вдоль западного борта Юрюзано-Сьлвинской депрессии, по данным дешифрирования, поверхностные карстопроявления сосредоточены в основном на площади развития кошелевской свиты, в разрезе которой имеются линзы и пропластки гипсов и загипсованные песчаники. Редкие одиночные карстопроявления отмечаются в пределах распространения лемезинской свиты. Карстовые явления здесь развиты также преимущественно по долинам рек (Ай, Юрюзань и их притоки). Основными формами карстопоявлений являются карстовые воронки, карстовые озера, исчезающие ручьи. Имеют место также обширные карстовые депрессии, заполненные олигоцен-миоценовыми глинами, песками и пестроцветными продуктами мезозойско-кайнозойской коры выветривания (села Ярославка, Тастуба, Дуван). Размеры карстовых воронок в диаметре достигают 5–10, реже 50 м, глубина их — 5–15 м. Они обычно сухие. Воронки встречаются одиночные и в виде групп, образующих карстовые поля (в окрестностях сел Михайловское, Пичугино, Митрофановка, Черношар, Чертан, Дуван, Тастуба и др.). Плотность карстовых воронок в пределах полей не превышает 100. Коэффициент закарстованности от 0,002 до 0,14.

Особо следует остановиться на переходной зоне от карбонатного к сульфатному карсту, обрамляющей Уфимское плато (см. рис. 25). Эта зона отличается наиболее интенсивным развитием карста и наличием карстовых депрессий, особенно четко выраженных вдоль восточного борта плато. По мнению В. А. Варсановьевой [1915 г.], наличие здесь депрессий и сильной закарстованности пород связано с тектонической нарушенностью. Однако более обоснованной представляется точка зрения А. В. Турышева [1965], считающего, что слабоминерализованные агрессивные гидрокарбонатные воды известняков центральной части Уфимского плато, разгружаясь в окаймляющие плато гипсово-ангидритовые толщи, оказывают на сульфатные породы активное растворяющее действие, а затем обычно сосредоточенным потоком движутся вдоль контакта до базиса дренирования. В результате вблизи контакта с известняками в гипсово-ангидритовой толще образуется большая пустотность, представляющая подземную зону дренирования карстовых вод. Процессы интенсивного выщелачивания и обрушения

горных пород в этой относительно узкой зоне контакта привели к образованию карстовых депрессий и к накоплению сплошного слоя обломков карбонатных пород, то есть карстовых брекчий [Турышев, 1958, 1960; Горбунова, 1960, 1965]. На некоторых участках выщелачиванию способствуют также подземные воды зоны сифонной циркуляции, которые получают питание в карбонатных породах плато, а разгружаются через нижние части сифонных каналов в толще гипсов. В результате гипсы растворяются не только сверху и сбоку, но и снизу.

Поверхностные карстопроявления в переходной зоне весьма разнообразны и представлены карстовыми воронками, колодцами, озерами, котловинами (современными и древними), слепыми оврагами и т.д. Карстовые воронки распространены наиболее широко. По данным дешифрирования, их плотность в пределах отдельных карстовых полей составляет 80–500, в среднем 100–250 на км², а коэффициент закарстованности — 0,003–0,2, очень редко до 0,56, в среднем 0,01–0,07. Размеры воронок в диаметре — от 2 до 200 м, а глубина — от 1,5 до 40 м. Весьма характерно здесь наличие большого количества карстовых озер (около 1000) и особенно карстовых котловин, достигающих нескольких километров в поперечнике. Крупная карстовая котловина диаметром свыше 2 км имеется в окрестностях сел Мишкино, Уразбаево, ст. Кундашлы. На ее дне наблюдаются карстовые воронки и озера. Еще более внушительных размеров котловина (длина 3–4 км и ширина 1,5–2 км с увалом-останцом шириной 300–700 м посередине) известна на южном склоне плато в междуречье Тюлька-Тюба – Туз-Елга. В верховьях р. Бирь, на междуречье Бирь – Иньяк и левобережье р. Ар имеются древние погребенные карстовые котловины, плохо выраженные в рельефе и выполненные темно-серыми глинами акчагыла.

Уфимские и казанские терригенные и терригенно-карбонатные толщи, залегающие над гипсами по локальным зонам шириной до 0,5–0,7 км являются гипсоносными. Сульфат кальция присутствует в виде цемента, наряду с карбонатным и глинистым цементирующим материалом, а также в виде линз и прослоев мощностью от долей до 3–5 м, а иногда и более. Вследствие этого в них развит смешанный карбонатно-сульфатный карст, специфика которого заключается в выщелачивании гипсового и карбонатного цемента, дезинтеграции сцементированного ими материала с последующим его механическим выносом (суффозией). Для обозначения специфики такого процесса Г. А. Максимовичем в 1962 г. был введен термин кластокарст.

Такие локально загипсованные песчаники, аргиллиты и алевролиты в уфимском и казанском ярусах широко развиты в бассейнах рек Ик, Дема, Сюнь, База, Чермасан, а также Белой и Уфы в районе г. Уфы.

Кластокарст проявляется на поверхности в виде типичных карстовых воронок преимущественно блюдце- и чашеобразной формы, редко в виде небольших провалов (диаметром не более 3 м). Глубинные формы, вскрываемые скважинами, представлены кавернами, полостями, чаще всего заполненными песчано-глинистым материалом, освободившимся от гипсового цемента.

Широкое развитие кластокарстовых явлений установлено в г. Уфе: районы телецентра, университета, 35-й школы, бывшего концертна БЭТО, госцирка, горсовета, ипподрома, микрорайоны Радио, Карайдельский, Урал и др.

Многочисленные поверхностные формы проявления карста в западных районах Республики были выявлены по материалам дешифрирования аэрофотоматериалов [Мартин, 1979; Смирнов, 1989], а также при изысканиях под пруды и водоемы [Абдрахманов, Попов, 1985] было доказано, что эти формы связаны с кластокарстом.

Особенно резкая активизация карстово-суффозионного процесса происходит при сооружении прудов и водоемов. Многие пруды, созданные в условиях, благоприятных для развития кластокарста, оказались без воды. Так, создание водоема с напором 10 м на р. Агарды (бассейн р. Кармасан) вызвало растворение прослоев гипса и гипсового цемента в аргиллитоподобных глинах. В результате этого в верхнем бьефе левого склона долины уже на второй год эксплуатации пруда возникла цепочка воронок диаметром до 2 м и глубиной до 1 м, а затем через несколько часов произошло осушение водоема емкостью 0,9 млн. м³ [Абдрахманов, 1988; Абдрахманов, Попов, 1985, 1992].

Преимущественно покрытый подкласс сульфатного карста распространен на значительной площади вдоль юго-восточного склона Русской платформы и Предуральяского прогиба, где сульфатные толщи кунгурского возраста или прослои гипсов в казанском ярусе залегают лишь под маломощным чехлом глинисто-суглинистых элювиально-делювиальных четвертичных и общесыртовых отложений. Наиболее широко сульфатный карст развит в пределах Рязано-Охлебининского вала, хорошо выраженного по галогенной толще кунгура. Интенсивно закарстованные участки обычно приурочены к куполовидным структурам (Варяжская, Охлебининская, Сахаевская и др.), осложняющим широкую присводовую часть вала. Здесь встречаются многочисленные воронки, естественные колодцы, слепые и полуслепые овраги, суходолы, подземные полости и каналы, пещеры, карстовые озера. Например, на Уфа-Симском междуречье на площади 373 км² зарегистрировано 4470 воронок. Большинство из них сухие с открытыми понорами. Поверхностные водотоки, как правило, отсутствуют, а карстовые

воды залегают на глубинах 50–100 м [Верзаков, Костарев, 1968]. Ниже уровня р. Белой бурением вскрываются карстовые полости высотой до 5–9 м. Подобные полости часто фиксируются на отметках, соответствующих уровню плиоценового базиса эрозии. На Уршак-Бельском междуречье имеются карстовые поля с плотностью карстовых форм до 200 на 1 км², на правобережье р. Аургаза — до 400, а в низовьях р. Селеук — до 1100 на 1 км². Они встречаются как в придолинных, так и в междуречных условиях, что, видимо, объясняется повсеместным активным влиянием существующих дрен. На площади 585 км здесь насчитывается около 6000 воронок. Поверхностные водотоки редки (р. Аургаза и др.), и в засушливое время года расход их резко уменьшается или они совсем пересыхают. На некоторых участках (у с. Охлебинино) вскрыты погребенные карстовые формы, заполненные меловыми и неогеновыми отложениями. Наиболее интенсивно карст развит вдоль крупных и мелких эрозионных форм. Бурение показало, что гипсы сильно закарстованы в зоне переходной циркуляции, мощность которой максимальна в придолинных частях. Так, на Нижне-Лекандинском месторождении гипса в этой зоне на глубине 25–40 м вскрыты карстовые полости размером 0,7–6,0 м по вертикали.

В пределах Рязано-Охлебининского вала известно более 25 пещер. Наиболее крупными являются Куэшта (Куэш-Тау) — 571 м, Карламанская — 198, Охлебининская — 160, Курманаевские — 500 (?) м. В Курманаевских пещерах имеются подземные озера, свидетельствующие о недавнем снижении уровня карстовых вод, а в Куэште — подземный ручей. Характерно, что пещерные ходы часто контролируются крупными тектоническими трещинами. Особенно показательна в этом отношении Карламанская пещера, развитая вдоль четко прослеживаемого на потолке тектонического нарушения по азимуту СЗ 320°. Нередко направление пещерных ходов в основном совпадает с преобладающим направлением трещин. Так, в 1-й Курманаевской пещере отмечаются системы трещин по азимутам СЗ 340° и СВ 20°, которым соответствуют пещерные ходы.

Характерной особенностью данного подкласса карста является наличие почти всех гидродинамических зон за исключением зоны глубинной циркуляции, которая прослеживается только на локальных участках глубинной закарстованности.

Покрытый подкласс гипсового карста с отдельными участками закрытого распространен вдоль восточного борта и на юге Бельской части Предуральского прогиба (см. рис. 25). Соответственно узким выходам гипсов карст здесь развит в виде полос и отдельных островков. Карстопроявления представлены преимущественно карстовыми

воронками, достигающими 30–50 м в диаметре и 15–20 м глубины. Встречаются карстовые овраги, исчезающие ручьи, пещеры и древние карстопроявления в виде различной величины впадин, заполненных верхнемеловыми и неогеновыми отложениями. Карстовые пещеры обычно небольшие и находятся достаточно высоко над уровнем рек (Петровская, Ишеевские и др.). В пределах Икско-Юшатырской части прогиба широко развиты крупные карстовые депрессии, образовавшиеся на диапировых структурах гипсово-ангидритовой толщи, позднее выполненные верхнетриасовыми, юрскими, меловыми, палеогеновыми и неогеновыми угленосными отложениями (А. С. Хоментовский).

Преимущественно покрытый сульфатный карст с участками закрытого и перекрытого наблюдается в юго-западной части Башкортостана, где карстующимися породами являются гипсы казанского яруса. Основной формой карстопроявлений здесь являются воронки диаметром 7–50 м и глубиной 7–15 м, часто заполненные водой. Карст развит в верховье долины р. Ик, по правобережью р. Дема и в прирусловой части р. Уяза. Воронки часто располагаются цепочками перпендикулярно реке или образуют небольшие скопления. Изложенным не исчерпываются все разновидности и формы проявления сульфатного карста в Предуралье. В частности, имеются сведения о карстопроявлениях в бассейне р. Сюнь (левый приток р. Белой), связанных с заглипсованными песчаниками уфимского яруса (кластокарст).

Карбонатный класс карста в Предуралье широко развит на Уфимском плато и ограниченно — в пределах Бугульминско-Белебеевской возвышенности, где карстующимися породами соответственно являются карбонаты артинского и сакмарского ярусов и верхнеказанского подъяруса.

На Уфимском плато нижнепермские карбонатные породы разбиты трещинами северо-западного и северо-восточного простирания, определившими направление развития эрозионной сети. Карбонатные отложения почти повсеместно перекрыты элювиально-делювиальным глинистым чехлом на междуречьях и аллювиальным — в пределах долин. В древних карстовых депрессиях встречаются также континентальные осадки олигоцена и неогена (глины, пески, галечники). Поэтому здесь развит преимущественно подэлювиально-делювиальный подкласс карста с участками подаллювиального и голого. Карстующиеся породы обнажаются лишь вдоль склонов эрозионной сети или в бортах крупных карстовых воронок и депрессий.

Степень закарстованности пород неравномерная. По сведениям А. В. Турышева, известняки, доломитизированные известняки и доломиты филипповского горизонта имеют более или менее равномерную

закарстованность главным образом в виде мелких каверн и поноров. Артинские кремнистые известняки слабо подвержены карстовому процессу и в них крупных полостей не встречается. Растворение происходит по многочисленным трещинам и, прежде всего, по трещинам напластования. Наибольшей закарстованностью отличаются чистые рифогенные и органогенно-обломочные артинские и сакмарские известняки. Закарстованность в них носит сосредоточенный характер и представлена различными кавернами и полостями. Поверхностные карстопроявления на плато являются результатом развития карстового процесса в мезозое и кайнозое. А. Г. Лыкошин и Д. С. Соколов для юго-западной части Уфимского плато установили две фазы карстообразования, имеющие ряд стадий.

Начальная стадия первой фазы, связанная с резким подъемом плато в конце палеогена и заложением глубоких и узких долин р. Уфы и ее притоков по господствующим направлениям тектонической трещиноватости, оставила много следов в виде крупных карстовых полостей, пещер, кавернзности пород и т.д. Унаследованность карстово-эрозионными формами тектонических нарушений подтверждают материалы геофизических исследований и бурения в долине р. Уфы. Ими установлено наличие тектонических зон вдоль правого борта Пра-Уфы и под современным руслом реки. Остатками первой фазы карстообразования, несомненно, являются многие трещины бортового отпора, расширенные выщелачиванием и превращенные в карстовые каналы и полости. Последние являются наиболее характерными и распространенными формами карста на придолинных частях территории. В конечную стадию этой фазы, во время акачагильской ингрессии моря произошло заполнение долин рек Уфы и Юрюзани осадками плиоцена и резкое ослабление карстового процесса на придолинных участках, а водораздельные пространства плато характеризовались прежней интенсивностью эрозионно-карстовых процессов.

Вторая фаза карстообразования началась в четвертичном периоде, когда в результате понижения базиса эрозии р. Уфа стала врезаться в собственные отложения. Это вызвало оживление карстового процесса на уровне р. Уфы или близком к нему. На междуречьях карстовый процесс развивался преимущественно на участках, лишенных глинистого чехла. Продолжалось расширение карстовых каналов под тальвегами оврагов, и происходила все большая трансформация поверхностного стока в подземный.

Среди различных форм проявления карстового процесса на плато весьма многочисленны карстовые воронки, имеющие нередко открытые поноры на дне, карстовые озера, карстовые колодцы

и провалы, слепые овраги, суходолы, «дующие» трещины, исчезающие ручьи, гигантские карстовые источники, карстовые пещеры, каверны и полости, обнаруживаемые при бурении, карстовые депрессии.

Карстовые воронки являются наиболее распространенной формой поверхностных карстопроявлений. Они встречаются преимущественно в виде цепочек по тальвегам различных эрозионных форм рельефа на расстоянии 10–20 м и более друг от друга. Диаметр воронок — 5–25, реже до 120 м, а глубина — 2–10, иногда до 60 м. Дно их в большинстве случаев заилено, но нередко — с открытыми понорами, через которые происходит инфильтрация атмосферных осадков. Старые карстовые воронки, выполненные глинистым материалом, часто превращаются в карстовые озера, которые на междуречьях обычно не имеют связи с водоносным горизонтом, и вода в них пересыхает (оз. Кульваряш и ряд безымянных). Имеются также карстовые озера, тесно связанные с трещинно-карстовыми водами в местах концентрированной разгрузки последних (род. Красный Ключ, Сарва и др.). Красный Ключ вытекает со дна двух соединившихся между собой карстовых озер. Максимальная глубина одного из них — 38 м, ширина — 140–170 м. Родник Сарва также вытекает из карстовой шахты глубиной 35 м. Размеры ее в плане — 38×80 м.

Карстовые провалы, являющиеся показателем активности современного карста, здесь довольно редки. Свежие провалы зафиксированы в верховьях Ключевского оврага, в днище суходола Яман-Елги и Красного ключа вблизи пос. Октябрьский. Диаметр одного из них около 80 м, а глубина — 60 м. Карстовые депрессии наблюдаются также довольно редко. Наиболее крупной депрессией являются «Черные лога». Ряд депрессий известен на междуречьях Ая и Юрюзани, Юрюзани и Яман-Елги. Они выполнены рыхлыми осадками общесыртовой свиты и олигоценца (?).

Для южной части Уфимского плато наиболее типичной формой карстопроявлений являются сухие русла, исчезающие ручьи и реки. При этом отмечается увеличение количества суходолов с севера на юг, что находится в тесной связи с возрастанием тектонической трещиноватости пород. Характерными суходолами являются Яман-Елга с ответвлениями, Круш, Большая и Малая Бердяшка и другие. По большинству из них наблюдается прерывистый поверхностный сток за счет разгрузки подвешенных водоносных горизонтов. Один из наиболее интересных суходолов — Яман-Елга. Поверхностный сток по нему имеется лишь в самом верховье (в пределах Кара-Тау) и в приустьевой части (в 16 км от впадения в р. Уфу).

Вышерассмотренные карстопроявления связаны преимущественно с зонами поверхностного и вертикального движения карстовых вод. Кроме них широко развиты глубинные формы карбонатного карста, связанные преимущественно с подзоной подвешенных вод и зонами переменной, горизонтальной и отчасти сифонной циркуляции. Сюда относятся карстовые пещеры, карстовые каналы, полости, каверны. Большинство известных пещер находится по долинам рек Уфы и Юрюзани. Наиболее крупными из них являются Усть-Атавская, Никольская и ряд пещер на горе Сабакай в долине р. Юрюзани. В долине р. Уфы А. Г. Лыкошиным [1954 г.] описано 4 мелких пещеры в районе п. Павловка. Длина их не превышает 15 м. Вглубь склона они переходят в наклонно поднимающиеся карстовые каналы, и, очевидно, связаны с выщелачивающей деятельностью вод, нисходящих по трещинам бортового отпора. Их устья расположены на высоте от 80 до 110 м над уровнем р. Уфы.

Карстовые каналы и полости являются основными путями циркуляции карстовых вод. Среди них А. Г. Лыкошин и Д. С. Соколов [1954] выделяют три типа. **К первому типу** относятся карстовые каналы, ориентированные вкрест долин и являющиеся путями фильтрации карстовых вод в направлении основной дрены. Они в основном унаследуют одно из двух господствующих направлений тектонической трещиноватости. Такие каналы начинаются обычно от карстовых поноров со дна воронок. Приуроченность воронок к верховьям оврагов позволяет предполагать, что направление каналов совпадает с направлением оврагов или близко к нему.

Ко второму типу принадлежат карстовые каналы, ориентированные вдоль бортов древних эрозионных врезов и образованные за счет расширения трещин бортового отпора. Эти каналы наиболее разработаны и выдержаны по простиранию. Глубина их проникновения определяется глубиной распространения трещин бортового отпора, а поперечное сечение достигает 1,0–1,5 м. По долинам рек Уфы и Юрюзани такие каналы дренируют поток карстовых вод, движущийся с междуречий, а на отдельных участках служат путями транзита речных вод. О возможности транзита свидетельствуют более низкий по сравнению с рекой уровень подземных вод на отдельных вогнутых участках долины и некоторое уменьшение расхода рек (п. Трапезниково на р. Юрюзань).

К третьему типу относятся карстовые каналы, развивающиеся по трещинам диагенетического происхождения и напластования. Они распространены очень мало, что объясняется, очевидно, слабым раскрытием первичных трещин и прерывистостью их на границах

пластов. Следовательно, карстовый процесс и потоки карстовых вод локализируются в каналах первых двух типов, а массивы карбонатных пород вне тектонических трещин бортового отпора характеризуются в основном слабой водоносностью.

Для карста Уфимского плато характерен классический профиль со всеми гидродинамическими зонами: поверхностной, вертикальной с подвешенными водоносными горизонтами, горизонтальной, сифонной и глубинной. Поглощение (инфильтрация и инфлюация) атмосферных осадков и поверхностных водотоков здесь весьма типичное явление, и вследствие этого подземный сток преобладает над поверхностным, а разгрузка вод в виде карстовых родников с дебитами от десятков до тысяч л/с происходит по окраинам плато и вдоль крупных дрен (Уфа, Юрюзань).

В пределах Бугульминско-Белебеевской возвышенности карстопроявления имеются на участках выходов на поверхность верхнеказанских карбонатных пород или на участках, где карбаты перекрыты маломощными элювиально-делювиальными образованиями. Основной формой являются карстовые воронки диаметром до 5–10, редко до 20 м, и глубиной 1–5 м. Небольшая мощность карбонатной толщи (10–15 м), ее залегание среди некарстующихся пород, затрудненные условия питания обусловили относительно слабое развитие карста. Однако интенсивная трещиноватость и наличие кавернозности сделали эту толщу наиболее водообильной в верхнепермском разрезе.

Условия формирования и карст известковых туфов. В Башкортостане источники туфы развиты преимущественно в пределах Бугульминско-Белебеевской возвышенности (бассейны рек Ик и Дема) и связаны с карбонатными, реже терригенными, казанскими отложениями [Максимович, Попов, Абдрахманов, Костарев, 1976]. Они образуют покровы, террасы, конуса, корки на склонах эрозионной сети.

Современная аккумуляция источниковых известковых туфов происходит преимущественно в теплый период года. Данные общегеологического характера свидетельствуют, что туфообразование из подземных вод по времени связано не только с голоценом, но и с межледниковыми эпохами среднего и верхнего плейстоцена.

Наиболее характерными формами скопления карбонатных туфов являются покровы на склонах эрозионной сети высотой 10–50 м, протягивающиеся на расстояние до 150–200 м. Установлено, что интенсивное отложение туфов обычно наблюдается у сравнительно малобитных источников (до 1–2 л/с), расположенных с большим превышением (до 80–90 м) над тальвегами долин. Иногда туфы выделяются из источ-

ников с дебитом 10–50 л/с. Это, как правило, пластовые выходы вод, рассредоточенные на десятки и сотни метров, характеризующиеся турбулентным режимом водотока и значительным площадным растеканием по склону. Осаждение карбонатных туфов обычно происходит при участии мхов и другой влаголюбивой растительности.

Важнейшую роль в процессе туфообразования играет геохимия подземных вод. Отложение туфов наблюдается из вод источников гидрокарбонатного кальциево-натриевого, магниево-кальциево-натриевого, реже магниево-кальциевого состава (табл. 13). Туфовыделяющие источники с водой сульфатного и хлоридного классов не установлены.

Таблица 13

Химический состав вод туфообразующих источников
(компоненты приведены в мг/л, % экв)

№№ проб	Местоположение	CO ₂ , мг/л	Т°С	рН	Минерализация, мг/л	НСО ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	Индекс воды по Алейкину
1	Источники из известняков Р ₂ К ₂ в долине р. Кидаш	$\frac{32^*)}{8}$	$\frac{5,5}{9,5}$	$\frac{7,1}{7,9}$	942	$\frac{666}{90,9}$	$\frac{4,4}{0,7}$	$\frac{35,7}{8,4}$	$\frac{72,0}{29,9}$	$\frac{32,6}{22,3}$	$\frac{132}{47,8}$	C _I MgCaNa
2		$\frac{35}{7}$	$\frac{5,0}{9,7}$	$\frac{7,2}{7,8}$	607	$\frac{444}{95,3}$	$\frac{3,0}{0,8}$	$\frac{10,5}{3,9}$	$\frac{60,0}{39,2}$	$\frac{19,1}{20,5}$	$\frac{70,8}{40,3}$	C _I MgCaNa
3		$\frac{33}{13}$	$\frac{5,0}{8,2}$	$\frac{7,1}{7,8}$	741	$\frac{518}{91,2}$	$\frac{25,0}{5,6}$	$\frac{10,5}{3,2}$	$\frac{72,0}{38,5}$	$\frac{18,7}{16,5}$	$\frac{96,3}{45,0}$	C _I CaNa
4		$\frac{41}{8}$	$\frac{5,0}{11,5}$	$\frac{7,0}{8,0}$	696	$\frac{518}{98,4}$	$\frac{1,0}{0,2}$	$\frac{4,2}{1,4}$	$\frac{60,0}{36,4}$	$\frac{19,1}{18,2}$	$\frac{93,8}{47,2}$	C _I CaNa
5		Источники из песчаников Р ₂ И в долине р. Сюнь	$\frac{65}{28}$	$\frac{6,0}{12}$	$\frac{7,1}{8,0}$	504	$\frac{361}{90,3}$	$\frac{28,8}{9,0}$	$\frac{1,8}{1,7}$	$\frac{60,1}{44,9}$	$\frac{35,9}{44,2}$	$\frac{16,8}{10,9}$

*) В числителе приведены показатели для вод источников, в знаменателе — для водотоков ниже залежей туфов.

Почти все источники, отлагающие туфы, относятся к типу I (содовому). Содержание гидрокарбонатов натрия в солевом составе их достигает 40–45% экв при величине минерализации 0,61–0,94 г/л.

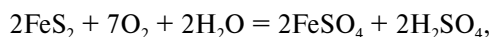
Основной причиной туфообразования является дегазация диоксида углерода при выходе подземных вод на поверхность под воздействием повышения температуры. Колебания температуры воды на

участках осаждения туфов от 5 до 12°С. Содержание свободного СО₂ в воде туфовыделяющих источников, приуроченных к казанским песчаникам и известнякам, колеблется от 32 до 90 мг/л. По мере миграции водного потока вниз по склону концентрация СО₂ снижается до 7–28 мг/л, а величина рН возрастает от 7,0–7,2 до 7,8–8.

Проведенные исследования позволяют констатировать, что современная аккумуляция источниковых известковых туфов на территории Башкортостана вызвана комплексным термодинамико-биологическим барьером.

Относительно высокие содержания диоксида углерода (до 96 мг/л) отмечены в воде некоторых источников из уфимских отложений, однако туфы из них не выделяются. Это гидрокарбонатные и сульфатно-щелочноземельные воды типа II, не содержащие в солевом составе гидрокарбонаты натрия. Следовательно, повышенное содержание растворенной углекислоты является необходимым, но не единственным условием туфообразования.

Источником высоких содержаний диоксида углерода в подземных водах, судя по всему, являются процессы окисления пирита, вкрапленность которого отмечается в верхнепермских породах. Известно, что одним из продуктов окисления сульфидов является серная кислота, которая взаимодействуя с карбонатами, образует диоксид углерода согласно реакции:



Процесс аккумуляции туфов неустойчив во времени и, как уже указывалось, зависит от температурных, гидрогеохимических и других условий. Поэтому параллельно с накоплением известковых туфов происходит их растворение, в результате чего образуются весьма специфические карстовые формы.

Интересные карстовые формы встречены в массиве туфов на левом склоне Казенного Лога (бассейн р. Кидаш), в 4,5 км северо-западнее с. Нижнетроицкое. Площадь залежи превышает 3 тыс. м² при мощности 8–10 м. Здесь обследовано 5 пещер (рис. 26), расположенных в 10–15 м выше подошвы туфового массива [Максимович, Попов, Абдрахманов, Костарев, 1976].

Пещеры небольшие (длиной от 3,5 до 13 м), характеризуются озерной стадией развития и расположены в зоне вертикального нисходящего движения карстовых вод. В северной части массива на расстоянии 35 м друг от друга расположены две пещеры.

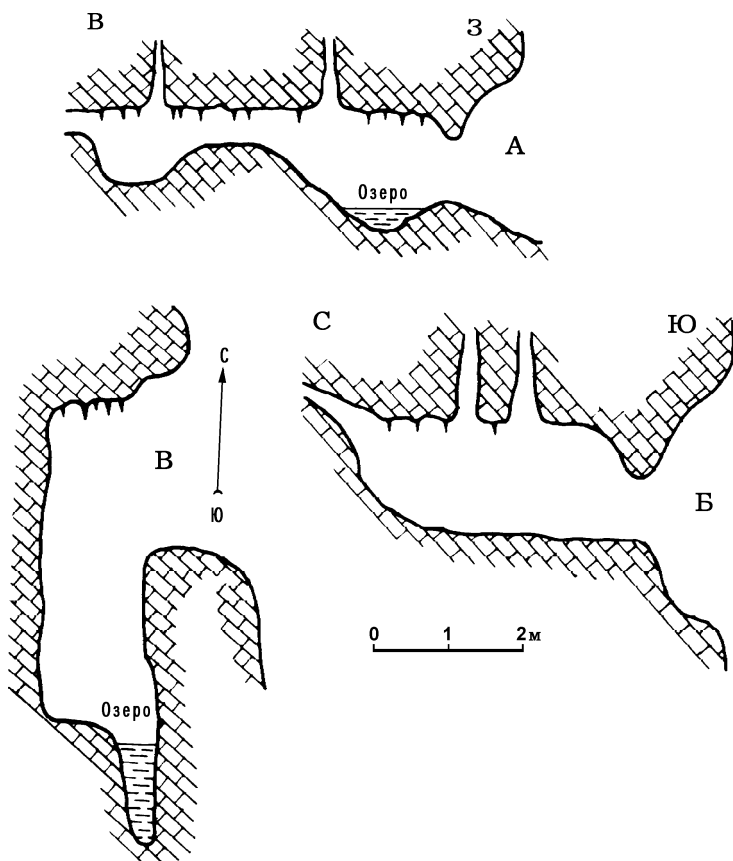


Рис. 26. Разрезы пещер в известковых туфах бассейна р. Кидаш

Первая пещера (крайняя северная) ориентирована с запада на восток. Она состоит из двух небольших «залов» и начинается нишей высотой 2 м. Вход в первый «зал» представляет собой аркообразное отверстие шириной 1,6 м и высотой 1 м. Далее «зал» расширяется до 2 м при высоте 1,4 м; длина «зала» — 2,3 м. На дне его — озерцо овальной формы размером 0,5×1,0 м, глубиной 0,3 м. «Залы» соединяются узким проходом диаметром 0,4 м, длиной 0,8 м. Второй зал имеет высоту 1 м и длину 1,8 м. Далее пещера сужается до 0,4×0,6 м и поворачивает на юг (параллельно склону), продолжение не просматривается, а проход затруднен натечными образованиями.

В потолке пещеры отмечены два вертикальных канала диаметром 0,2–0,3 м, прослеживающиеся вверх на 1,5–2 м. Стены пещеры покры-

ты кальцитовыми натеками светло-желтого, молочно-белого и светло-серого цвета. Толщина натеков не превышает 3–5 см. На потолке висят сталактиты длиной до 10–15 см, диаметром в средней части 2–3 см.

Вторая пещера протягивается в направлении с юга на север (параллельно склону) и начинается нишей высотой 4,5 м. Вход в пещеру аркообразный, размером 0,4×0,7 м. Длина ее 3,5 м, ширина 2,0 м, а высота 1,5 м. Вглубь пещера сужается и разделяется на два канала диаметром 0,3–0,4 м, направленных наклонно вверх. В потолке имеется еще два вертикальных канала, постепенно суживающихся вверх. Их видимая длина около 2 м; диаметр у входа 0,3–0,5 м.

На стенах пещеры и каналов также наблюдаются натечные кальцитовые образования; имеются редкие сталактиты длиной 5–10 см. С потолка отмечен редкий капкеж.

Температура воздуха в пещерах колеблется от 13,5°С у входа до 8°С в наиболее удаленных их частях при температуре наружного воздуха 16°С.

Остальные пещеры имеют щелевидную форму. Длина их достигает 12–13 м, глубина — 4,5 м при ширине 0,3–1,5 м. Во всех пещерах этого типа наблюдаются небольшие проточные озера глубиной 0,5–2 м, питаемые водами туфообразующего источника. **Эти пещеры в известковых туфах необходимо включить в список охраняемых природных памятников Башкортостана (ранее они на Русской платформе известны не были).**

II. Горный подтип карста на сильно дислоцированном субстрате приурочен к карбонатным толщам, развитым в пределах Западно-Уральской внешней зоны складчатости (известняки девонского и каменноугольного возраста), Прибельской части Зилаирского мегаинклинория, Тирлянской и Юрюзанской мульды (известняки, доломиты силура и девона) и Башкирского мегантиклинория (известняки, доломиты, мергели саткинской, авзянской, катавской и миньярской свит верхнего протерозоя). Горный рельеф и сильная дислоцированность отложений, частое переслаивание карбонатных и некарбонатных пород при наличии многочисленных разрывных нарушений обусловили развитие особого подтипа карбонатного карста. Он отличается от равнинного большей глубиной проникновения в толщу карстующихся пород, локализацией карстопоявлений по зонам. Здесь развит преимущественно подэлювиально-делювиальный покрытый подкласс карста с участками голого (см. рис. 25).

В пределах Западно-Уральской внешней зоны складчатости поверхностные карстопоявления на площади карбонатных пород девона и карбона представлены в основном карстовыми воронками,

часто с открытыми понорами на дне. Воронки глубиной 8–10 м, нередко имеют овальную форму с большой осью (параллельно простиранию пластов) до 60 м и с короткой до 10 м. Расположены они чаще цепочками вдоль дна суходолов, вытянутых обычно согласно простиранию пород или зон тектонических нарушений. Плотность воронок на 1 км² возрастает с приближением к эрозионным врезам. Так, на междуречьях она не превышает 10, а на склонах и в долинах иногда достигает 30–40 на 1 км². Генезис воронок преимущественно коррозионный и коррозионно-провальный. Кроме воронок здесь встречаются карстовые колодцы (в бассейнах рек Белая, Инзер, Сим), карстовые пропасти (Сумган общей глубиной 140 м на правом берегу р. Белой) и суходолы. Последние являются характерными карстовыми формами рельефа и пользуются широким распространением. В верховьях суходолов нередко имеется поверхностный сток, который в дальнейшем исчезает (поглощается подрусловыми полостями) и вновь появляется обычно у впадения суходола в долину основной дрены в виде крупных карстовых родников дебитом 50–100 л/с (суходолы Каменка, Атыш, Шульган, впадающие соответственно в долины рек Ай, Лемеза, Белая и др.).

Глубинные карстопроявления представлены многочисленными карстовыми каналами, полостями, кавернами и пещерами. Большинство известных карстовых пещер Башкортостана, в том числе самые крупные — Капова и Кутук-Сумган — связаны именно с карбонатными толщами карбона и девона. Пещеры имеются в долинах Белой, Селеука, Инзера, Зилима, Лемезы, Сима, Ая и других рек. Многие из них приурочены к правым бортам долин, прорезающих карбонатные толщи с востока на запад. Наиболее крупные пещеры, кроме уже отмеченных: три Мурадымовские на р. Ик, четыре Кутукские на правом берегу Белой, Хазинская и Ыласын в бассейне р. Селеук, безымянные на р. Нугуш, Салавата на р. Сиказа, Аскинская на р. Аскин, Игнатьевская на р. Сим, Лаклинская, Кургазакская на р. Ай и Идрисовская на р. Юрюзань и ряд других. Эти пещеры имеют протяженность от 40 до 900 м. Общая протяженность всех известных пещерных ходов составляет 14–15 км.

Пещерные ходы в большинстве своем развиты вдоль тектонических нарушений или преобладающего направления трещиноватости — СЗ 320–340° и СВ 20–40° (Ыласын, Н. Мурадымовская, Капова, почти все пещеры урочища Кутук-Сумган), и расположены на различных отметках относительно современных врез долин рек. Уровни горизонтальных ходов обычно соответствуют террасовым уровням ближайших рек. В ряде пещер сохранилось два и более этажа карстовых каналов, что свидетельствует об этапности опускания базиса коррозии.

Например, в пещерах Сумган, Капова, Хазинская, Ыласын, Аскинская имеется три этажа. Многие пещеры являются ледяными (Сумган, Аскинская, Капова, Ыласын и др.). Иногда в них имеются подземные озера или речки (Сумган, Капова, Мурадымовская, Ыласын). Для большинства пещер характерны натечные образования. Особенно многочисленны они в Кутукских пещерах, в Мурадымовской, в дальних гротах Каповой, в пещерах Ыласын, Хазинской, Игнатьевской и других.

Буровыми работами обнаруживаются глубинные карстовые каналы и полости, не имеющие видимых выходов, а также отдельные формы погребенного (доакчагыльского) карста. Эти полости чаще заполнены обломками и дресвой известняка или доломита с глиной и известняково-доломитовой мукой. Высота их от 0,5 до 8,2 м.

В Прибельской части Зилаирского мегасинклинория и в Тирлянской мульде развитию карста в известняках и доломитах силура и девона во многом способствует долина р. Белой, которая от г. Белорецка и до района Каповой пещеры заложена по простиранию карбонатных толщ. В долине р. Белой и устьевых частях ее притоков (рек Тютюлень, Иргизла, Ала-Куян и др.) участками наблюдается разгрузка карстовых вод в виде концентрированных родников. Выходы их расположены, как правило, с превышением над урезом реки, а дебиты достигают нескольких десятков л/с. Карстовые процессы здесь выразились в образовании карстовых воронок и пещер. Воронки широко развиты по многочисленным суходолам, впадающим в долину р. Белой, и плотность их более высокая на площадях распространения слабо битуминозных известняков нижнего карбона и верхнего девона. Диаметр воронок 5–20 м, а глубина — 2–15 м. На дне их нередко имеется открытый понор, способствующий поглощению поверхностных вод. Многие воронки выполнены делювиальными суглинками и превращены в небольшие озера.

Глубинные формы карста представлены карстовыми пещерами (Серменевские, Кадышская, Кабан-Тау, Мись-Таш и др.). Обычно направление пещерных ходов, как и большинства суходолов, а также цепочек карстовых воронок, совпадает с преобладающими направлениями трещиноватости (СЗ 320° и СВ 40°) в доломитах и известняках. Входные отверстия в пещеры располагаются преимущественно на высоте 3–5, 10–15, 30–40 и 80–100 м над уровнем р. Белой, то есть в основном соответствуют уровням развитых в долине р. Белой трех аккумулятивных (3–5; 5–7 и 12–17 м) и двух эрозионных террас (20–40; 80–100 м).

Кроме названных карстовых форм имеются древние погребенные карстовые карманы, воронки и впадины. Размеры их намного значительнее современных. Так, по данным Н. А. Зубрицкой и

А. П. Китаева, в 10 км от г. Белорецка в доломитах имеются многочисленные карстовые карманы и воронки глубиной до 34 м, погребенные под толщей глин с галькой кварца и обломками доломита. Э. Равский отмечает наличие юго-западнее г. Белорецка впадин глубиной до 45 м и длиной 800–1000 м, вытянутых по простиранию известняков и выполненных олигоцен-миоценовыми каолиновыми глинами, кварцевыми песками и галечниками. Такие впадины являются типичными древними полями.

В пределах Башкирского мегантиклинория карст изучен слабо. Среди позднепротерозойских образований карстующиеся породы приурочены главным образом к миньярской, катавской, авзянской и саткинской свитам рифея. На площади развития миньярских известняков и доломитов встречаются карстовые воронки (часто с понорами) и пещеры. Отмечается полное поглощение мелких и даже крупных рек (р. Зилим в верховье). Однако степень закарстованности пород неравномерная, о чем свидетельствует различная степень концентрации подземных водотоков, питающих родники с разными дебитами: от нескольких до 100 л/с («Холодный родник» у д. Усман-Гали в долине Б. Инзера). Среди известняков катавской свиты в районе г. Миньяр на берегу р. Сим еще Ф. Н. Чернышовым описан карстовый пульсирующий родник «Пропащий», а к приконтактной зоне их с песчаниками зильмердакской свиты приурочен Ассинский минеральный источник.

В авзянской свите карбонатные породы преобладают, но особенно сильно подвержена карсту реветская толща доломитов в пределах Бакало-Зигазинского межгорного понижения, в его ответвлении в верховьях р. Тюльма и по левым притокам р. Катав. Карстовые воронки на юго-восточном склоне сухих гор (бассейн р. Б. Кургаза) достигают 60 м в диаметре и глубины 7 м. Закарстованность доломитов приводит к интенсивному поглощению поверхностного стока и к возрастанию роли подземного. За счет концентрированных подземных водотоков питаются многодебитные родники по долинам рек Майгашла, Басунда и др. На Верхнеаршинском полиметаллическом месторождении в зоне окисления был вскрыт типичный древний (мезозойский) карстовый рельеф с полостями и карманами, в которых залегают наиболее богатые церруситовые руды. Карстовые полости в основном сосредоточены вдоль обнаруженных крутопадающих тектонических нарушений, имеющих северо-западное простирание. Благодаря этому карст распространяется на значительную глубину.

Саткинские карбонатные отложения занимают пониженные участки рельефа и повсеместно сильно закарстованы на большую

глубину. Благодаря этому уровень карстовых вод в них часто залегает ниже, чем в окружающих некарстующихся породах, а протекающие по ним ручьи и речки теряют свой сток (р. Сюрюнзьяк и др.). По данным Б. И. Орехова, на Кзыл-Ташском месторождении магнезитов в зоне тектонического нарушения обнаруживались карстовые полости размером до 2 м на глубине около 200 м. Мощность элювирированных пород вблизи тектонических зон на этом месторождении достигает 150–180 м. Вряде скважин вскрываются карстовые пустоты, частично заполненные алевроито-пелитовым материалом и обломками известняка. Размеры полостей — 0,3–3,0 м. Одной скважиной встречена обширная полость (вероятнее — наклонная трещина, расширенная карстовым процессом) высотой 25 м, выполненная доломитовой мукой.

III. Равнинный подтип карста на складчато-глыбовой основе распространен в Зауралье, где среди эффузивных образований на отдельных участках развиты карбонатные породы ранне- и среднекаменноугольного возраста и линзы силурийских и девонских известняков. Все отложения сильно дислоцированы и разбиты тектоническими нарушениями. В условиях преимущественно равнинного, слабосхолмленного рельефа породы коренной основы часто залегают под довольно мощной толщей рыхлых элювиально-делювиальных отложений, поэтому здесь развит равнинный подэлювиально-делювиальный подкласс карбонатного карста. Его особенностью является линейный характер развития процесса, значительная глубина проникновения по зонам тектонических нарушений или литологическим контактам, а отсюда — и линейная концентрация карстовых вод. В целом наиболее интенсивно карст развит в карбонатных толщах кизильской свиты нижнего карбона и в линзах известняков среди вулканогенных пород силурийского и девонского возраста. Его образованию в настоящее время значительно препятствует почти повсеместное наличие на карбонатных толщах глинистого элювиально-делювиального покрова мощностью до 60–70 м. На отдельных участках, где развит перекрытый карст, встречаются поверхностные карстопроявления. Они представлены воронками, естественными шахтами, колодцами, провалами, каррами и пещерами, которые встречаются в основном в бассейнах рек М. Кизил и Янгелька (район пос. Смеловский, Каменный и Пещерный лога и т.д.). Карстовые воронки развиты главным образом на склонах речных долин и по днищам суходолов. Они часто имеют вытянутую форму с длинной осью, совпадающей с простираем карстующихся пород или тектоническими нарушениями. На дне воронок нередки поноры.

Для Зауралья характерно преобладание древних погребенных и глубинных карстопроявлений, что свидетельствует о более интенсивном

развитии карста в геологическом прошлом. Глубинные формы карста в виде пещер фиксируются в Пещерном (Ледяная пещера) и Каменном логах. Погребенные древние карстовые формы, представленные депрессиями (поля), каррами, воронками, известняковыми останцами, полостями и кавернами, пользуются широким развитием вдоль больших глыбовых разломов. Они обнаруживаются буровыми и геофизическими работами на глубинах до 200–300 м. Многие древние карстопроявления выражены и в современном рельефе. Не без основания Н. В. Башенина и др. [1939, 1940 гг.] большое количество озерных впадин на восточном склоне Южного Урала связали с развитием карстового процесса в карбонатах. Доказательством этого они считают наличие по берегам многих озер выходов известняков (озера Ус-Куль, Ворожейкино, Узун-Куль и др.). Кроме того, здесь же часто наблюдаются мелкие карстовые формы (долина р. Миндяк, оз. Месели) диаметром до 10 м, слепые овражки и др. Карстопроявления прослеживаются и под рыхлой толщей, выполняющей долину р. Миндяк, а также древнюю долину р. Урал у д. Уразово (до 60–70). Очевидно, карстом объясняется замкнутый характер понижений в рельефе на правом берегу р. Урал у д. Юлдашево. Иногда они вытянуты параллельно реке и частично выполнены рыхлыми осадками. Горными выработками установлено, что эти понижения имеют вид воронкообразных котловин, окруженных узкими скалистыми гребешками карбонатных пород. К днищам их приурочено наибольшее содержание россыпного золота.

Особенно интенсивно карст был развит в междуречье Урала и Янгельки, сыртовая поверхность которого сложена терригенно-карбонатными породами карбона. Здесь в пограничной полосе Башкортостана и Челябинской области в известняках образовались громадные понижения-котловины: оз. Мулдак-Куль, Пещерный и Каменный лога и др. Нередко такие понижения унаследованы современными реками (участки долин рек Урал, Б. Кизил). Н. Д. Буданов [1964] считает, что древний карст по долине Урала часто обусловлен поперечными трещинными зонами (пещеры и воронки в урочище «Волчь ямы» около с. Пещерное на р. Янгелька) или почти широтными ложбинами стока. Подобная ложбина, заполненная древним аллювием, прослежена на глубину около 40 м вблизи впадения М. Кизила в Урал. Под пойменным аллювием долин, унаследующих такие зоны, погребена сеть карстовых каналов с большими запасами вод. Лог Пещерный образовался на контакте известняков с основными эффузивами карбона, что и явилось основной причиной интенсивного развития здесь карстового процесса. Различные карстовые полости

концентрируют подземный сток, а разгрузка вод происходит в долинах рек М. Кизил и Янгелька, где имеется ряд родников с дебитом 40–50 л/с (Большой ключ, Матвеев ключ и др. в Челябинской области). На участке от устья р. Кирьянка до пос. Смеловский наоборот установлено поглощение речных вод М. Кизила и его притока Аналыка в кизильских известняках. С карстовыми формами в Зауралье связаны месторождения некоторых полезных ископаемых (огнеупорных глин, бокситов и др.). Большинство карстовых полостей и месторождений образовались в мезозойское время вдоль разломов. В частности, возраст бокситов П. И. Ноздрин определяет как меловой. Это свидетельствует об интенсивных тектонических подвижках в этот период и сильном развитии карста.

Таким образом, в районах, где распространены карстующиеся породы и имеются условия для развития карстового процесса, он может оказывать и оказывает большое влияние на гидрогеологическую обстановку. В первую очередь, это влияние сказывается на характере распределения подземных вод, ибо существующие современные и древние карстопроявления способствуют трансформации поверхностного стока в подземный, концентрации последнего по отдельным интенсивно закарстованным зонам или каналам, а затем концентрированной разгрузке подземных вод. Так, из охарактеризованных разновидностей карста наиболее благоприятствует переводу поверхностного стока в подземный и концентрации подземных вод покрытый подкласс его, а менее всего способствует этому закрытый подкласс карста. Развитие карстового процесса зависит от многих факторов, среди которых важнейшими являются тектоника и неотектоника, определяющие его активизацию или затухание на различных участках. Очень часто интенсивно закарстованные зоны контролируются тектоническими нарушениями или прослеживаются вдоль преобладающих систем трещиноватости и литологических контактов. Особенно ярко выступает связь карста с разрывной тектоникой в горной части Южного Урала и в Зауралье, менее четко она проявляется в Предуралье.

С инженерно-геологической точки зрения карстовый процесс в зоне интенсивного водообмена и связанные с ним поверхностные карстопроявления, особенно в условиях сульфатного карста, являются отрицательным явлением, ограничивающим возможности освоения площадей для строительства, а иногда и для сельскохозяйственных работ.

В отличие от других денудационных процессов карст может развиваться не только выше базиса эрозии, но и значительно ниже его, хотя активность карстового процесса в карстующихся породах над

базисом эрозии значительно интенсивнее. Поэтому в геологической истории периодам нахождения карстующихся толщ выше базиса эрозии соответствуют циклы активизации карстового процесса. По вопросу выделения таких циклов на территории Башкортостана единое мнение отсутствует. Большинство исследователей (М. М. Толстихина, Г. Ф. Лунгерсгаузен, Н. А. Преображенский, Н. В. Башенина, И. И. Гинзбург) карстовые циклы выделяют только в мезозойско-кайнозойском этапе ее континентального развития. Однако следы карстовых процессов обнаруживаются и на более древних этапах. Исходя из имеющихся данных по карсту Башкортостана, можно указать на следующие циклы или этапы его активизации: франско-фаменский, визейский, башкирский, сакмарский, уфимский, триасовый, юрско-меловой, кайнозойский, современный.

В свою очередь, на кайнозойском этапе И. П. Варламов выделяет четыре периода активизации процесса: вторая половина эоцена – начало олигоцена; конец олигоцена; конец миоцена – начало плиоцена; верхний плиоцен. Следы карстовых циклов – хорошая основа для палеогидрогеологических реконструкций.

Наряду с карбонатным карстом, в равнинном Зауралье локально встречается рудный (сульфидный) карст, связанный с медноколчеданными месторождениями, который по мере его изучения будет выделен в отдельный класс в общей схеме типизации карста региона.

При выщелачивании сульфидов резко увеличивается пористость вмещающих пород и образуются пустоты. Поэтому на многих месторождениях происходит усадка висячего бока рудного тела и кровли над ним. Из этого следует, что сульфидный карст по механизму протекания карстового процесса близок к выщелачиванию типичных карстующихся пород [Гаряинов, 1980].

На интенсивность развития сульфидного карста большое влияние оказывают как общие природные условия, так и факторы минералогического, структурного, текстурного характера. Важное значение для развития сульфидного карста имеет количество в рудах пирита, поскольку этот минерал, окисляясь в поверхностных условиях, ускоряет процесс окисления других минералов.

На поверхности сульфидный карст проявляется округлыми и эллипсоидными блюдце-, очень редко чашеобразными впадинами и воронками. Поперечник их колеблется от нескольких до десятков и первых сотен метров, а глубина – от 0,5 до 2 м. Плоское дно этих воронок часто заболочено или занято водой.

Поверхностные проявления сульфидного карста широко развиты на рудном поле Юбилейного месторождения, особенно в районе третьей

залежи. Распространены они также в южной части Западно-Подольского участка, в Маканско-Петропавловской тектонической зоне в бассейне р. Макан и на Бузавлык-Таналыкском междуречье. По сведениям М. Ш. Бикова и Ю. В. Александрова, существовали они и над Бурибайским медноколчеданным месторождением. По имеющимся сведениям, воронки, связанные с развитием сульфидного карста, известны практически на всех месторождениях Южного Урала, на которых рудные залежи выходят на поверхность палеозойского фундамента.

3.2. Районирование карста

Районирование карста территории Республики Башкортостан выполнено с учетом ранее существующих схем районирования (Е. А. Лушников, И. К. Кудряшов, В. И. Мартин), последнего районирования (В. И. Мартин, А. И. Смирнов, Ю. В. Соколов), а также общей схемы районирования карста Урала и Предуралья [Максимович, Костарев, 1973].

Однако предлагаемое районирование существенно отличается от существующих (рис. 27, табл. 14). В качестве самой крупной таксонометрической единицы принята карстовая провинция, а все последующие более мелкие подразделения выделяются на основе морфоструктур. Они относятся к категории тектономорфного рельефа, созданного в основном новейшими (неоген-четвертичными) движениями земной коры [Рождественский, 1971].

В названиях морфоструктур применяется предложенная Ю. А. Мещеряковым двойная (бинарная) номенклатура, терминологически подчеркивающая их структурную и геоморфологическую сущность (например, «возвышенность-антекклиза», «низменность-синеклиза» и т.д.). Такой морфоструктурный подход к классификации платформенных структур подробно характеризуется в упомянутой выше работе А. П. Рождественского, а первый опыт его применения к районированию карста равнинных и горно-складчатых областей Башкортостана дается В. И. Мартиным в настоящей монографии. Предлагаемое им районирование (см. рис. 27) существенно отличается от предыдущих, но основное положение о том, что карстовые провинции и области соответствуют крупным геоструктурным элементам, остается неизменным.

Южное Предуралье в целом расположено в пределах Волго-Уральской возвышенности-антекклизы, что соответствует ранее выделенной (по Г. А. Максимовичу, В. П. Костареву) Волго-Уральской провинции.

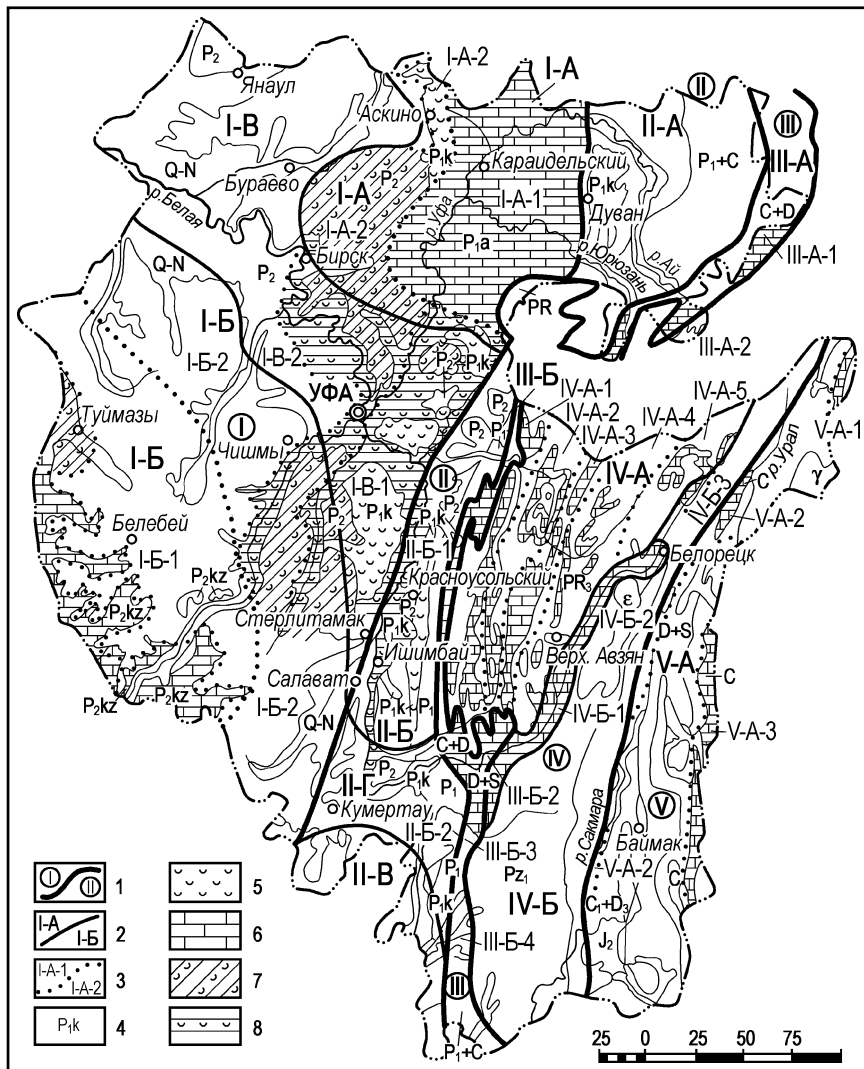


Рис. 27. Схема районирования карста

Условные обозначения см. в табл. 14

Таблица 14

Районирование карста Башкортостана

Карстовые провинции	Карстовые области	Усл. индексы областей	Карстовые районы	Усл. индексы р-нов на карте
1	2	3	4	5
Волго-Уральская – I	Уфимское плато – свод и его склоны (карбонатный и сульфатно-карбонатный карст)	I-A	Уфимский свод карбонатного покрытого карста	I-A-1
			Западный склон Уфимского свода сульфатно-карбонатного и сульфатного закрытого и покрытого карста (участки: Аскинский, Бирско-Изякский, Улу-Телякский)	I-A-2
	Шкаповско-Ромашкинская возвышенность – свод и его склоны (карбонатный, участками – сульфатный карст)	I-B	Шкаповско-Ромашкинский свод карбонатного покрытого и закрытого и сульфатного покрытого и перекрытого карста (Участки: Туймазинский, Белебеевский и Бижбулякский)	I-B-1
			Склон Шкаповско-Ромашкинского свода сульфатного закрытого участками покрытого и перекрытого карста (Участки: Демско-Уршакский)	I-B-2
	Камско-Бельское понижение-депрессия (сульфатный участками – сульфатно-карбонатный карст)	I-B	Рязано-Охлебининский сульфатного преимущественно покрытого, участками перекрытого и голого карста (Участки: Шакшинско-Иглинский, Тавтимановский, Охлебининский, Кабановский, Кармаскалинский, Аургазинский и др.)	I-B-1
			Сергеевский сульфатного перекрытого участками закрытого карста (Участки: Уфимско-Благовещенский, Карюгинский и др.)	I-B-2
Предуральская – II	Юрюзано-Айское понижение-депрессия (сульфатный карст)	II-A	Юрюзано-Айский закрытого сульфатного карста	
	Предуральское понижение-депрессия (сульфатный карст)	II-B	Предуральский закрытого, покрытого и участками перекрытого сульфатного карста	
	Присакмарское понижение-депрессия (сульфатно-соляной карст)	II-B	Присакмарский закрытого сульфатного карста	
	Общесыртовая возвышенность-поднятия, (сульфатный карст)	II-Г	Общесыртовый закрытого и покрытого сульфатного карста	

1	2	3	4	5	
Западно-Уральской внешней зоны складчатости – III	Уфимский амфитеатр (карбонатный карст)	III-A	Приайский карбонатного покрытого карста	III-A-1	
			Пристанский карбонатного покрытого карста	III-A-2	
	Южная часть внешней зоны складчатости (карбонатный карст)	III-B	Зилим-Инзерский карбонатного покрытого карста	III-B-1	
			Бельско-Нугушский карбонатного покрытого карста	III-B-2	
Приикский карбонатного покрытого карста			III-B-3		
	Ассельско-Ускалыкский карбонатного покрытого карста	III-B-4	III-B-4		
Центрально-Уральская – IV	Башкирское поднятие – мегантиклинорий (карбонатный карст)	IV-A	Зилимо-Шишенянский (понижение между хр. Колу-Алатау) карбонатного покрытого карста	IV-A-1	
			Инзеро-Нугушский (понижение между хр. Колу-Ардакты-Баштин) карбонатного покрытого карста	IV-A-2	
			Бакало-Зигагинский (понижение между хр. Ардакты-Баштин-Юрматау) карбонатного покрытого карста	IV-A-3	
			Тараташско-Ямантауский карбонатного покрытого карста	IV-A-4	
			Иремельско-Малиногорский карбонатного покрытого карста	IV-A-5	
	Зилаирское плато-поднятие с Прибельским понижением и Уралтауское плато-поднятие (карбонатный карст)	IV-B	Прибельский карбонатного перекрытого и покрытого карста	IV-B-1	
			Белорецкий карбонатного перекрытого и покрытого карста	IV-B-2	
			Тирлянский перекрытого и покрытого карста	IV-B-3	
	Тагило-Магнитогорская – V	Магнитогорское понижение – мегасинклинорий (карбонатный карст)	V-A	Верхнеуральский карбонатного покрытого карста	V-A-1
				Сакмаро-Миндяжский карбонатного покрытого карста	V-A-2
Кизильско-Суундукский карбонатного покрытого карста				V-A-3	

Волго-Уральская карстовая провинция (I). Сюда входит вся западная равнинная часть Башкортостана, где в геологическом разрезе широко представлены хорошо карстующиеся породы в составе верхнего отдела перми: гипсы, ангидриты, известняки, доломиты, каменная соль, известковые туфы, терригенные отложения на гипсовом и карбонатном цементе. На участках их выхода на поверхность или неглубокого (до 100 м) залегания распространены различные карстопроявления в виде воронок, часто образующих скопления — поля или линейно вытянутые цепочки, котловины, поля, слепые и полуслепые овраги с поглощающими понорами в тальвеге, карстовые пещеры, а также многочисленные карстовые полости различных размеров, открытые и заполненные остаточными продуктами выщелачивания и привноса из покровных отложений.

Вся эта провинция находится в условиях развития карста с умеренным питанием карстовых вод. Широкий литологический спектр развитых здесь карстующихся пород обусловил большое разнообразие классов карста.

Шире всего развит сульфатный класс и все основные его подклассы: закрытый, покрытый с участками голого и перекрытый в пределах Камско-Бельского понижения.

Карбонатный и смешанный карбонатно-сульфатный карст и его подклассы распространены на крупных положительных морфоструктурах — Уфимском плато-своде и Белебеевской возвышенности. Последняя является юго-восточной частью Татарского свода (по структуре кристаллического фундамента), включенной А. П. Рождественским [1971] в состав крупной платформенной морфоструктуры Волго-Уральской области, названной им Шкапово-Ромашкинской возвышенностью-сводом). Эта восточная часть данной морфоструктуры целиком находится в пределах Башкортостана и соответствует Белебеевской возвышенности, то есть является по существу самостоятельной положительной морфоструктурой, которую следует называть Белебеевской возвышенностью-сводом.

Сульфатный класс карста развит на локальных участках в пределах Присакмарского понижения — депрессии и Общесыртовой возвышенности — поднятия в пределах диапировых структур с кунгурскими гипсами в их ядре.

Таким образом, в пределах Волго-Уральской карстовой провинции по приуроченности к морфоструктурам четко выделяются карстовые области, характеризующиеся определенной общностью условий развития карста и закономерным развитием определенных классов и подклассов карста. В пределах этой провинции выделяются следующие

карстовые области (см. рис. 27): Уфимское плато-свод и его склоны (I–A); Белебеевская возвышенность-свод и его склоны (I–B); Камско-Бельское понижение-депрессия (I–B).

Карстовая область Уфимского плато-свода (I–A) характеризуется развитием карбонатного и смешанного карбонатно-сульфатного классов карста и четко делится на два карстовых района: район Уфимского плато-свода — (I–A–1); район Западного склона Уфимского плато-свода — (I–A–2).

Карстовый район Уфимского плато-свода (I–A–1) характеризуется развитием карбонатного преимущественно покрытого подкласса карста на междуречьях и перекрытого в пределах долин рек с участками голого вдоль их склонов. Карстующимися породами являются сакмарские, артинские и кунгурские известняки и доломиты.

Поверхностные карстопроявления представлены карстовыми котловинами, воронками, часто с поглощающими понорами на дне, образующими скопления (карстовые поля) и цепочки, суходолами, слепыми оврагами, многодебитными карстовыми родниками (Красный Ключ, Сарва, Тюба и др.). Подземные формы представлены многочисленными карстовыми пещерами (Усть-Атавская, Павловские и др.), карстовыми полостями и кавернами, обнаруживаемыми бурением скважин.

Поверхностный сток в пределах Уфимского плато сохраняется только по основным дренирующим системам (реки Уфа, Юрюзань, Ай), все остальные (Яман-Елга, Симка, Шароварка и др.) являются суходолами и сток по ним возобновляется только в низовьях, на окраинах района.

Карстовый район западного склона Уфимского плато-свода (I–A–2) характеризуется развитием смешанного карбонатно-сульфатного класса карста покрытого и закрытого подклассов. Карстующимися породами в восточной части этого района являются кунгурские известняки и доломиты, постепенно фациально замещающиеся к западу одновозрастными гипсами и ангидритами. В западной части карстуются кунгурские гипсы и ангидриты, а также карбонатные толщи (известняки, мергели) в покрывающих уфимских отложениях.

Этот район отличается исключительно сильной закарстованностью, характерной обычно для смешанного карста. Здесь очень большая плотность поверхностных карстопоявлений, представленных преимущественно воронками различной формы и величины, образующими крупные карстовые поля и цепочки, которые контролируются зонами восходящих или нисходящих перетоков подземных вод. В восточной части района в зоне фациального замещения карбонатных отложений

сульфатными кроме воронок встречается большое количество карстовых котловин, озер и многочисленных многодебитных родников.

Карстовая область Белебеевской возвышенности-свода и его склонов (I–Б) характеризуется развитием карбонатного и сульфатно-карбонатного классов карста. В пределах собственно свода, соответствующего в рельефе Бугульминско-Белебеевской возвышенности, развит в основном карбонатный закрытый карст, связанный с верхнеказанскими карбонатными толщами, и лишь в районе г.г. Туймазы и Октябрьский, а также в верховьях р. Демы развит сульфатный карст, связанный с кунгурскими гипсами и с загипсованностью казанских отложений. На склонах развит смешанный карбонатно-сульфатный класс карста, закрытый, покрытый и перекрытый (подаллювиальный) подклассы, а также карст в терригенно-карбонатных породах на гипсовом цементе (кластокарст).

По условиям развития карста и влияющих на карстовый процесс факторов область четко делится на два района: Белебеевская возвышенность-свод — (I–Б–1); склоны Белебеевской возвышенности-свода — (I–Б–2).

Карстовый район Белебеевской возвышенности-свода (I–Б–1). В северной части района в окрестностях городов Туймазы и Октябрьский, а также в южной части, в верховьях р. Демы развиты также сульфатный покрытый (подэлювиальный), перекрытый (подаллювиальный) и участками — закрытый подклассы карста, связанные с близким залеганием от поверхности кунгурских гипсов.

Поверхностные карстопроявления в условиях развития карбонатного карста редки и представлены в основном карстовыми воронками, и только в известковых туфах встречаются мелкие пещеры. В условиях сульфатного класса карста в районе городов Туймазы, Октябрьский и в верховьях р. Демы имеется большое разнообразие поверхностных карстопроявлений (воронки с понорами на дне, слепые овраги, котловины, карстовые провалы), а из глубинных встречаются пещеры, бурением вскрываются полости.

Карстовый район склона Белебеевской возвышенности-свода (I–Б–2) характеризуется развитием преимущественно сульфатного класса карста и участками смешанного сульфатно-карбонатного в основном закрытого, реже перекрытого и покрытого подклассов карста. Для этого карстового района характерным является широкое развитие смешанного карста, связанного с уфимскими терригенно-карбонатными породами на гипсовом цементе (кластокарст).

Таким образом, карстующимися породами являются гипсы и ангидриты в кунгурском ярусе и карбонатные толщи в составе

уфимского, а также терригенно-карбонатные отложения на гипсовом цементе.

Поверхностные проявления карста представлены в основном воронками преимущественно блюдце- и чашеобразной формы сульфозионно-карстового происхождения.

Карстовая область Камско-Бельского понижения-депрессии (I–V). В пределах этой области четко выделяются два карстовых района: Рязано-Охлебининский (I–V–1), Сергеевский (I–V–2).

Рязано-Охлебининский карстовый район (I–V–1) характеризуется развитием сульфатного преимущественно покрытого и перекрытого (подаллювиального) карста с достаточно широким развитием голого, особенно вдоль склонов долин рек Белой, Уфы, Демы, Уршака, Сима, Инзера в районе их слияния.

Хорошая степень изученности этого карстового района позволяет выделить в его составе ряд карстовых участков, которые отличаются определенной спецификой условий развития карста. В частности, выделяются Шакша-Иглинский и Тавтимановский карстовые участки с преимущественным развитием покрытого и перекрытого сульфатного подклассов карста с участками смешанного карбонатно-сульфатного; Охлебининский, Кармаскалинский, Аургазинский участки преимущественно покрытого сульфатного карста с обширными участками голого и перекрытого.

Поверхностные карстопроявления в характеризуемом районе отличаются большим разнообразием (воронки, колодцы, карстовые озера и котловины, очень большое количество карстовых пещер, среди которых наиболее крупные и известные Охлебининская, Куэшта, Карламанская, Курманаевские, недавно открытая Вертолетная и др.).

Сергеевский карстовый район (I–V–2) сульфатного перекрытого (подаллювиального) карста находится в пределах долины р. Белой и закрытого — на Уфа-Бельском междуречье от г. Уфы до г. Бирска. В пределах этого района выделяется два участка: Карюгинский и Уфимско-Благовещенский.

Карюгинский участок отличается преимущественным развитием перекрытого сульфатного карста с очень большой плотностью поверхностных карстопоявлений, имеющих в основном сульфозионно-карстовое происхождение, но встречаются и карстовые провалы. Преобладающей формой являются карстовые воронки, озера, котловины, встречаются поля.

Уфимско-Благовещенский участок очень хорошо изучен. В нем развит смешанный карбонатно-сульфатный карст, связанный с кунгурскими гипсами и карбонатными толщами в основании уфимского

яруса. Карст преимущественно закрытый, участками покрытый. Кроме того, в гипсоносных терригенно-карбонатных уфимских породах на локальных участках развит кластокарст.

Уфимско-Благовещенский карстовый участок является своеобразным полигоном всестороннего изучения карста вот уже в течение 100 лет. На базе проводимых здесь исследований установлены количественные показатели критериев основных факторов, влияющих на скорость развития карстово-суффозионного процесса, статистические характеристики частоты карстовых провалов и их размеров. Все это позволило разработать нормативно-методические документы по объективной оценке степени устойчивости закарстованных территорий для строительства. Этот участок характеризуется полным набором всех классов и подклассов карста, развитых в пределах Республики, и всех поверхностных и глубинных форм его проявления. В пределах этого участка ведется изучение и оценка роли техногенных нагрузок на механизм и скорость развития карста.

Предуральская карстовая провинция (II) протягивается узкой полосой с севера на юг вдоль карстовой провинции Западно-Уральской внешней зоны складчатости. Эта провинция по морфоструктурным признакам четко делится на ряд карстовых областей: Юрюзано-Айское понижение-депрессию (II–А); Предуральское Бельское понижение-депрессию (II–Б); Присакмарское понижение-депрессию (II–В); Общесыртовую возвышенность-поднятие (II–Г).

Карстовая область Юрюзано-Айского понижения-депрессии (II–А) характеризуется развитием сульфатного карста, связанного с линзами и прослоями гипсов в составе кошелевской и лемезинской свит кунгурского яруса, а также песчаниками на гипсовом цементе (кластокарст). Поверхностные карстопроявления редки и представлены в основном карстовыми воронками, иногда колодцеобразной формы. Кроме того, с Дуванскими рифами связан карбонатный карст, характеризующийся развитием редких поверхностных карстопроявлений в виде крупных карстовых воронок.

Карстовая область Предуральского Бельского понижения-депрессии (II–Б) протягивается узкой полосой вдоль Урала. В ее пределах развит в основном сульфатный карст, связанный с кунгурскими гипсами и ангидритами, а также карбонатный класс карста, связанный с сакмаро-артинскими карбонатными толщами нижней перми вдоль передовых складок на востоке и шиханов (рифов) на западе.

Сульфатный класс карста здесь представлен двумя подклассами: покрытым (подэлювиально-делювиальным) и перекрытым (под-аллювиальным) в пределах долины р. Белой. На участках ее древней

переуглубленной долины ввиду большой мощности выполняющих неогеново-четвертичных глинистых отложений (100 и более метров) на поверхности карст не проявляется (окрестности городов Салават, Стерлитамак, Ишимбай и др.).

Поверхностные карстопоявления в пределах этой карстовой области в условиях перекрытого сульфатного карста представлены воронками различной формы и величины суффозионно-карстового происхождения и карстовыми озерами. В условиях покрытого сульфатного и карбонатного карста поверхностные формы проявления карста также представлены в основном воронками.

Карстовая область Прикамского понижения-депрессии (II–B) находится в основном за пределами Республики и характеризуется развитием на локальных участках сульфатного преимущественно покрытого, а также перекрытого карста, который связан с кунгурскими гипсами. Поверхностные проявления представлены в основном воронками коррозийно-суффозионного происхождения.

Карстовая область Общесыртовой возвышенности-поднятия (II–Г) характеризуется развитием сульфатного покрытого карста и большим разнообразием погребенных крупных древних форм карста, образовавшихся в результате выщелачивания сводов — диапиров кунгурских гипсов. Позже эти карстовые депрессии были заполнены палеогеново-неогеновыми глинистыми отложениями с буроугольными залежами, которые в настоящее время разрабатываются.

Поверхностные карстопоявления в современном рельефе представлены в виде карстовых воронок и понижений, которые прослеживаются вдоль контуров древних депрессий.

Карстовая провинция Западно-Уральской внешней зоны складчатости (III). В рельефе соответствует передовым складкам Южного Урала. Карстующимися породами являются карбонатные толщи каменноугольного и девонского возраста, которые южнее широтного колена р. Большой Ик фациально замещаются флишевыми формациями. В результате этого карст здесь не развивается, а затухает.

Каратауским надвигом, как и Предуральская карстовая провинция (II), карстовая провинция Западно-Уральской внешней зоны складчатости (III) делится на две области: карстовую область Уфимского амфитеатра (III–А) и карстовую область южной части внешней зоны складчатости (III–Б).

Карстовая область Уфимского амфитеатра (III–А) примыкает с востока к карстовой области Юрюзано-Айского понижения-депрессии (II–А). В пределы Башкортостана она входит частично, а ее большая часть находится в Челябинской области.

Карстующимися породами являются известняки и доломиты карбона и девона. Верхний и средний карбон, а также средний и нижний девон характеризуются преобладанием в разрезе глинистых песчаников и кремнистых сланцев, которые карстуются слабо. Нижний карбон (визейский и серпуховский ярусы) и верхний девон (франский и фаменский ярусы) представлены чистыми известняками и доломитами, которые закарстованы значительно сильнее. В пределах карстовой области Уфимского амфитеатра развит только карбонатный класс карста (покрытый и участками перекрытый подклассы). В ее пределах различаются два карстовых района: Приайский (III—А—1) и Пристанский (III—А—2).

Приайский карстовый (III—А—1) район в северной части области характеризуется слабым развитием карста. Поверхностные карстопоявления представлены редкими воронками и отдельными суходолами.

Пристанский карстовый район (III—А—2) в южной части области достаточно хорошо изучен в связи с разведкой и эксплуатацией ЮУБРа и решением проблем больших (катастрофических) водопритоков в горные выработки.

В этом районе поверхностные карстопоявления в виде воронок встречаются чаще. Подземные формы представлены многочисленными карстовыми пещерами. В общей сложности в пределах всей карстовой области известна 21 пещера (Лаклинская, Луковская, Идрисовская и др.).

Карстовая область южной части внешней зоны складчатости (III—Б) узкой полосой от хр. Кара-Тау тянется до широтного колена р. Бол. Ик на юге, южнее которого карст затухает в связи с фациальным замещением карбонатных пород карбона и девона на флишоидные формации. В его составе имеется четыре района (III—Б—1 — III—Б—4). Карстующимися породами в пределах этой области также являются карбонатные породы карбона и девона. Здесь развит карбонатный покрытый и участками перекрытый подкласс карста. В разрезе карбона и девона наиболее сильно закарстованы известняки и доломиты нижнего карбона (C_{1v+s}) и верхнего девона (D_3fr+fm), так как представлены относительно чистыми разностями. Вместе с тем средне- и особенно верхнекаменноугольные карбонатные толщи в связи с наличием в их разрезе кремнистых и глинистых линз и прослоев (особенно C_3) слабо или совсем не закарстованы. Также плохо или совсем не карстуются средний и нижний отделы девона, в разрезе которых преобладают глинистые сланцы и песчаники.

Эта карстовая область является уникальной по количеству в ее пределах карстовых пещер (315 из 502), известных в горной части

Республики. Здесь находится самая крупная по протяженности (9860 м) и самая глубокая (140 м) на Урале пещера Сумган. В пределах этой карстовой области имеется все разнообразие поверхностных форм проявления карста, концентрированные многодебитные выходы карстовых родников (Берхомут, Сакаска и др.), в том числе широко известные минеральные источники (Красноусольские, Ташастинские и др.).

Центрально-Уральская карстовая провинция (IV). В этой провинции развит карбонатный покрытый, участками перекрытый карст, связанный с позднепротерозойскими карбонатными толщами в составе катавской, миньярской, авзянской и других свит, а также с девонскими и силурийскими известняками и доломитами. Эта карстовая провинция четко делится на две карстовые области: Башкирского поднятия-мегантиклинория (IV–А) и Зилаирского понижения-мегасинклинория (IV–Б) (с Прибельским понижением).

Карстовая область Башкирского поднятия-мегантиклинория (IV–А) характеризуется развитием карбонатного покрытого и участками перекрытого карста, связанного с известняками, доломитами, мергелями в составе миньярской, катавской, авзянской, зильмердакской и других свит рифея, залегающими в виде узких полос среди некарстующихся пород (песчаники, сланцы, кварциты). При этом карстующиеся породы, как правило, залегают в межхребтовых понижениях, некарстующиеся отложения слагают хребты. В связи с этим в пределах области выделяется ряд карстовых районов: Зилимо-Шишенякский в пределах понижения между хребтами Колу и Алатау (IV–А–1); Инзеро-Нугушский в пределах понижения между хр. Колу – Ардакты – Баштин (IV–А–2); Бакало-Зигазинское понижение между хр. Ардакты – Баштин – Юрматау (IV–А–3); Тараташско-Ямантауское межхребтовое понижение (IV–А–4); Ирмельско-Малиногорское межхребтовое понижение (IV–А–5).

Зилимо-Шишенякский карстовый район (IV–А–1) находится в пределах Алатауского антиклинория, где в ядрах осложняющих синклиналей залегают известняки и мергели миньярской и катавской свит, и с ними связан карбонатный покрытый карст.

Инзеро-Нугушский карстовый район (IV–А–2) находится в Инзерском синклинории. Ядра осложняющих его структур (Инзеро-Лемезинской, Екатерининской и др.) сложены также миньярскими и катавскими известняками, с которыми связаны карбонатный покрытый, а также участками перекрытый подклассы карста.

Бакало-Зигазинский карстовый район (IV–А–3) находится в пределах межхребтового понижения, где карстующимися являются известняки в составе авзянской свиты (катаскинская, ушаковская и

реветская толщи). Наибольшая трещиноватость и закарстованность наблюдаются вдоль тектонических нарушений.

Тараташско-Ямантауский карстовый район (IV–А–4) находится в западной части одноименного антиклинория. Карстуются известняки саткинской свиты, известняки и доломиты миньярской и катавской свит. Эти карбонатные толщи в межхребтовых понижениях являются хорошими аккумуляторами и каналами концентрированного стока карстовых вод в сторону рек Нугуш, Лапышта и др., в долинах которых наблюдаются сосредоточенные выходы карстовых родников.

Иремельско-Малиногорский карстовый район (IV–А–5) приурочен к одноименному межгорному понижению, где карстом поражены карбонатные породы в составе авзянской и зильмердакской свит.

В условиях карстовой области Башкирского поднятия-мегантиклинория, несмотря на сильную метаморфизацию карбонатных комплексов, закарстованность пород высокая, особенно вдоль контактов с некарстующимися породами и тектоническими нарушениями (до 100 м и более). Поверхностные формы карста представлены воронками с понорами, суходолами, а подземные — карстовыми пещерами, которых в пределах этой карстовой области известно 53.

Карстовая область Зилаирского понижения-синклинория с Прибельским понижением (IV–Б). В ней развиты карбонатный покрытый и перекрытый подклассы карста. Карстующиеся породы — карбонатные толщи девонского и силурийского возраста выполняют Прибельское понижение, Белорецкую и Тирлянскую мульды и по этому признаку в составе карстовой области различаются три карстовых района.

Прибельский карстовый район (IV–Б–1) приурочен к одноименной тектонической депрессии. Здесь развиты преимущественно перекрытый, а также покрытый подклассы карбонатного карста, образующие линейный карстовый бассейн, формирующийся за счет дренирования трещинных вод из слагающих борта депрессии некарстующихся пород (Башкирского поднятия и Зилаирского плато). Карбонатный карст в этом районе исключительно активен. Благодаря этому здесь имеется почти все разнообразие поверхностных и подземных форм карста (насчитывается около 100 пещер, в том числе всемирно известная пещера Каповая (Шульган-Таш), сосредоточенные выходы многодебитных карстовых родников (Шульган и др.).

Белорецкий карстовый район (IV–Б–2) приурочен к одноименной мульде, расположенной выше по течению р. Белой, где карстующиеся породы те же — карбонатные толщи силурийского и девонского возраста.

В г. Белорецке все более актуальной становится проблема строительства в условиях карбонатного карста в связи с отдельными случаями деформации зданий и сооружений. Были также проблемы утечек под и в обход плотины Белорецкого пруда.

Тирлянский карстовый район (IV–Б–3) также приурочен к одноименной тектонической мульде, сложенной карбонатными толщами девона и силура.

Карстовая провинция Магнитогорское понижение-мегасинклиорий (V). Она характеризуется развитием карбонатного покрытого и перекрытого подклассов карста, который связан с карбонатными толщами в составе кизильской, уртазымской и березовской свит карбона. В составе этой карстовой провинции выделяются три карстовых района: Верхнеуральский (V–А–1), Сакмаро-Миндякский (V–А–2) и Кизильско-Суундукский (V–А–3).

Эти районы состоят из многочисленных мелких карстовых участков: Миндякского, М. Кизильского, Северо-Присакмарского, Южно-Присакмарского (Юлбарсовского) и очень мелких — площадью 5–15 км² — (Кургашского, Уразовского и др.). Это обусловлено особенностями геологического строения Магнитогорского мегасинклиория, а именно — изолированным характером размещения массивов карбонатных пород среди эффузивно-осадочного комплекса отложений. То есть это типичные внутрискрутурные микробассейны карстовых вод.

Общим для всех районов и участков является формирование карстовых вод за счет выпадающих атмосферных осадков, поглощения поверхностного стока рек Бол. и Мал. Кизил, Янгелька и др., а также перетока трещинных вод из окружающих карбонатные массивы вулканогенно-осадочных пород. В связи с этим в карбонатных массивах формируются мелкие бассейны карстовых вод, имеющие большое практическое значение в условиях восточного склона Урала.

Поверхностные формы карстопроявлений в пределах этой области представлены многочисленными воронками суффозионно-карстового происхождения, суходолами, редкими карстовыми пещерами. Очень много погребенных под мезозойско-кайнозойскими отложениями карстовых форм.

Глава 4. ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ КАРСТА

4.1. Проблемы строительства в условиях развития карста

Проблема строительного освоения закарстованных территорий Республики Башкортостан исключительно актуальна, так как около 50 % (72 тыс. км²) площади ее закарстовано, а дефицит благоприятных для строительства площадей все более возрастает.

Решение проблем инженерной геологии карста направлено главным образом на инженерно-геологическую оценку возможности строительства в карстовых районах и поиски ответов на вопросы: где, когда и как (механизм и масштабы) могут произойти опасные для зданий и сооружений карстовые деформации.

Степень закарстованности (пораженности) территории Республики, по данным региональных исследований с широким использованием дешифрирования аэрофотоматериалов (по административным районам), приводится на рис. 28.

4.1.1. Инженерно-геологическая оценка степени устойчивости закарстованных территорий для строительства

Оценка степени устойчивости закарстованных территорий для возводимых сооружений является одной из актуальных проблем на всех стадиях проектно-изыскательских работ, начиная с выбора площадки и кончая разработкой рабочей документации конкретного объекта.

Для стадии выбора площадок под строительство инженерно-геологическая оценка карста производится на базе дешифрирования аэрофотоматериалов, на которых хорошо видны все поверхностные проявления карста на открытых территориях, а также в результате анализа крупномасштабных топографических карт (масштаба 1:25 000 — 1:10 000).

Дешифрирование позволяет получить данные о размерах поверхностных карстовых проявлений в плане, их количестве на единицу площади, пространственном расположении (беспорядочное скопление

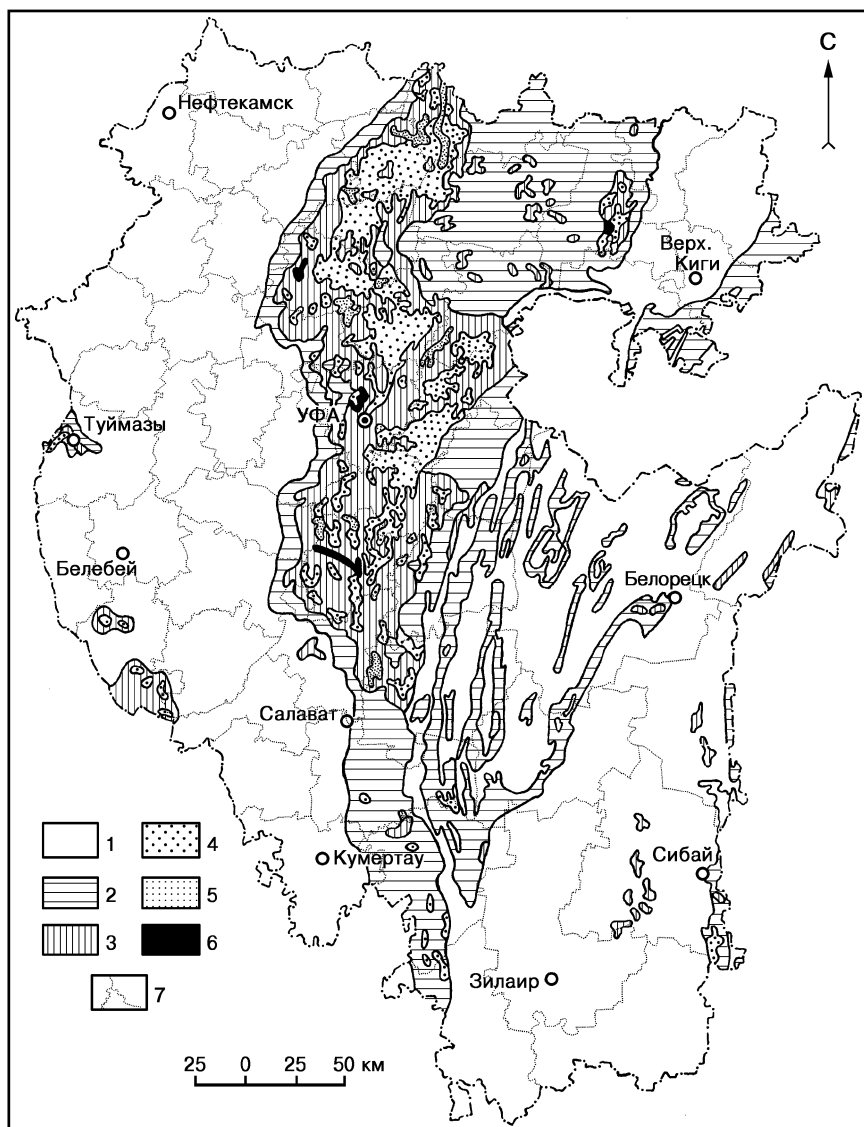


Рис. 28. Пораженность территории Республики Башкортостан поверхностными проявлениями карста (составил А. И. Смирнов)

1 – площади с отсутствием поверхностных карстопоявлений или локальным их распространением. Площади с пораженностью поверхностных карстопоявлений преимущественно: 2 – менее 2%; 3 – 1–5%; 4 – 5–15%; 5 – 15–25%; 6 – более 25%. 7 – границы административных районов

или линейно вытянутые цепочки), связи развития поверхностных карстопроявлений с элементами тектоники и геоморфологии. Скопления воронок и других карстопроявлений, расположенных близко друг от друга (на расстоянии не превышающем их диаметра) объединяются в карстовые поля, по которым определяются плотность воронок на 1 км² (количество карстовых воронок на единицу площади) и коэффициент закарстованности (отношение суммы площадей воронок в пределах карстового поля к его площади).

Начиная с 1960 г. Уфимской (ныне Башкирской) гидрогеологической и инженерно-геологической партией и гидрогеологическими съемочными партиями Башкирского территориального геологического управления (БТГУ)¹ при съемках масштаба 1:200 000 широко применялось дешифрирование поверхностных карстопроявлений по аэрофотоматериалам, как один из эффективных методов оценки степени закарстованности территорий.

В результате были составлены региональные карты закарстованности всей исследуемой территории масштаба 1:500 000 и 1:1 000 000, а по листам гидрогеологических съемок — масштаба 1:200 000. В основу этих карт положены материалы дешифрирования масштаба 1:25 000, на которых отражены плотность воронок и коэффициент закарстованности.

Подобная работа позже (1984–90 гг.) была выполнена в БТГУ также с широким использованием дешифрирования аэрофотоматериалов для выявления форм проявления экзогенных процессов (карст, оползни, растущие овраги, эрозия берегов и др.). По результатам этих исследований составлен комплекс карт масштаба 1:200 000, в том числе пораженности карстом.

Коэффициент закарстованности и плотность воронок являются количественными показателями степени закарстованности территории. Однако более объективным для оценки степени устойчивости закарстованных территорий для строительства является показатель частоты карстовых провалов в год на площади 1 км², так как он характеризует современную активность карстового процесса. Однако получить этот показатель при региональных исследованиях для стадии выбора площадки под строительство или стадии ТЭО строительства практически невозможно.

Проведенными в Республике исследованиями было установлено [Мартин, 1975], что современные карстовые провалы, как правило, происходят в пределах карстовых полей, и их частота уменьшается

¹ БТГУ — в настоящее время ОАО «Башкиргеология».

по мере удаления от существующих поверхностных карстопроявлений, а значения коэффициента закарстованности имеют тесную корреляционную связь со значениями частоты карстовых провалов. Поэтому для количественной оценки степени устойчивости территорий при выборе площадок под строительство и технико-экономическом обосновании строительства широко используется коэффициент закарстованности. На составленных по результатам дешифрирования региональных картах выделяются: а) относительно устойчивые территории, где строительство возможно без особых ограничений (территории за пределами карстовых полей); б) территории в пределах карстовых полей (не далее 250 м от них) являются недостаточно устойчивыми (за исключением площади самих воронок), где строительство возможно с различными мерами противокарстовой защиты, рассчитанными на вероятный карстовый провал, а в пределах поверхностных карстопроявлений любые виды капитального строительства недопустимы.

Для стадий разработки проектов детальных планировок и проектов строительства населенных пунктов, микрорайонов в городах и крупных предприятий, помимо оценки степени закарстованности по внешним признакам карстопроявлений, применяются следующие методы исследований:

- анализ материалов региональных работ по карсту, дешифрирование аэрофотоматериалов и анализ крупномасштабных карт (1:10 000 и 1:25 000);
- детальное маршрутное обследование всех поверхностных карстопроявлений на участке изысканий, обследование состояния существующих сооружений и опрос местных жителей;
- комплексные геофизические работы (электроразведка, микросейсморазведка, сейсмотомография и др.);
- бурение параметрических скважин с проведением в них каротажных и опытно-фильтрационных работ;
- лабораторное моделирование механизма карстовых провалов методом эквивалентных материалов или математическое моделирование.

Такие работы, как правило, проводятся в масштабе 1:5 000 и 1:2 000 с построением комплекса карт, характеризующих условия развития карста. На этих картах и разрезах к ним детально отображаются условия и факторы развития карста: состав и глубина залегания карстующихся пород, степень перекрытости некарстующимися породами, состояние карстующихся пород, степень водопроницаемости карстующихся и некарстующихся пород, глубина залегания подземных вод, направление их движения, вертикальные и горизонтальные

градиенты фильтрации, агрессивность подземных вод по отношению к карстующимся породам и другие параметры. При этом поверхностные карстопроявления рассматриваются как интегральный показатель состояния карстового процесса, а датированные провалы — как индикатор его современной активности.

Установленная закономерность уменьшения среднегодового количества провалов и коэффициента закарстованности по мере удаления от карстовых воронок положена в основу составления предварительной (рабочей) схемы районирования территории по степени ее устойчивости. При окончательном районировании учитываются и другие факторы, влияющие на развитие карста: залегание кровли карстующихся пород, мощность и состав перекрывающих отложений и состояние карстующейся толщи. Для получения этих сведений широко используются геофизические исследования (электро- и сейсморазведка) и контрольное бурение.

Интерпретация данных электроразведки сводится главным образом к расчету параметров ρ_t и $\text{grad } \rho_k$. По опыту работы треста ЗапУралТИСИЗ, полученные значения интерпретируются следующим образом: при $\rho_t > 100$ — относительно сохранные гипсовые породы; при $0 < \rho_t < 100$ — трещиноватые или закольматированные глиной гипсовые породы; при $\rho_t < 0$ — сильно трещиноватые и закарстованные гипсовые породы. Бурение скважин при этом играет контрольную роль и проводится для проверки выявленных геоэлектрических аномалий по величине параметров ρ_t и $\text{grad } \rho_k$. Глубина скважин определяется исходя из эмпирической закономерности, заключающейся в том, что карст проявляется на поверхности в условиях закрытого подкласса (на междуречье) при мощности покровных отложений до 60 м, а в условиях перекрытого подкласса (в долинах) — до 80 м.

При оценке территории закарстованных массивов по методике треста ЗапУралТИСИЗ принимается во внимание комплекс факторов, влияющих на ее устойчивость, а именно: среднегодовое количество провалов на 1 км², коэффициент закарстованности, относительная площадь геофизических аномалий, состав пород подверженных суффозии в перекрывающих толщах, агрессивность карстовых вод и вертикальный градиент потока, размер карстовых полостей и их расположение, мощность, глубина залегания и состояние карстующихся пород, мощность и состояние водоупоров. Перечисленные факторы учитываются при районировании площадок. В результате получается объемная статическая модель состояния оцениваемого карстового массива, дифференцированная на шесть категорий по степени устойчивости (табл. 15).

Таблица 15

Признаки и критерии оценки закарстованных территорий по категориям устойчивости

№ п/п	Признаки	Категории устойчивости				
		I	II	III	IV	V
1	2	3	4	5	6	7
1	I. На стадии предпроектной документации					
	Среднегодовое количество карстовых провалов на 1 км ²	> 1,0	1,0-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	< 0,01
*2	Коэффициент закарстованности, ед.	> 1,0	1,0-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	< 0,01
*3	Плотность карстовых воронок, шт/км ²	> 100	100-10	10-1	1,0-0,1	0,1-0,01
*4	Удаленность от ближайшего карстопоявления, м	Сам провал	Древние воронки, один диаметр от провала	< 100	100-250	> 250
*5	Глубина залегания карстующихся пород по данным бурения и геофизики:					
	5.1. трещиноватых и кавернозных, м	< 35	< 35	35-50	45-65	> 60
	5.2. монолитных, м	До 100	До 100	50-70	55-75	> 60
6	Наличие коррелируемых зон высоких градиентов Δq	есть	есть	есть	есть	нет
7	Наличие коррелируемых зон по биолакциации	есть	есть	есть	есть	нет
	II. На стадии проекта (районирование закарстованных территорий по категориям устойчивости)					
1-7	Все признаки соответствующих категорий устойчивости на стадии предпроектной документации					
*8	Наличие карстовых полостей в карстующейся толще и их характер по:					
	8.1. бурению	Открытые и заполненные		Заполненные, реже открытые	Заполненные каверны	Трещины, каверны
	8.2. геофизическим данным, в т.ч.			Реже открытые	Каверны	Каверны

1	2	3	4	5	6	7
	по параметру Rt	<0	<0	<0	>0	>0
	по параметру n, %	> 50	> 50	30-50	20-30	<20
	по аномалиям потенциала МЗ	интенсивные локальные от глубинных про-водников			Заметные	Нет
	По аномалиям Δq	интенсивные		есть	слабо интенсивные	Нет
	По аномалиям эманации радона	интенсивные локальные		локальные		Нет
	По локальным аномалиям биолокации	интенсивные локальные		слабо локальные		Нет
*9	Наличие водоупоров в перекрывающей толще					
	9.1. мощность водоупора, м	Отсутствует или не более 1-2		Маломощные 5-20	Выдержанные 15-30	Преимущественно водоупорные
	9.2. надежность водоупора, характеризуемое УЭС, омм (в скобках мощность водоупора для данного УЭС, м)	10-15 (1-2), 70-80 (5-10)		10-15 (5-20), 70-80 (15-30)	10-15 (15-30), 70-80 (30-50)	10-15(30-50) 70-80(60-70)
*10	Содержание пород, подверженных суффозии, %	> 30		20-35	10-25	10
11	Наличие и мощность известково-доломитовой муки, м	>0,5		0,5-0,2	0,2	Нет
12	Загипсованность (содержание сульфатов) в породах перекрывающей толщи, %	>20		20-10	10-5	<5
*13	Наличие тектонических деформаций в разрезе, характеризующихся признаками:					
	13.1. искаженность кривых ВЭЗ	Сильные		Заметные	Слабые	Нет
	13.2. зоны высоких градиентов q	Интенсивные		Заметные	Слабые	Нет
	13.3. протяженные аномалии биолокации	есть	есть	есть	Нет (есть)	есть
	13.4. узлокальные аномалии эманации радона	есть	есть	есть	Нет (есть)	есть

1	2	3	4	5	6	7
	Степень нарушения карстуемых пород, характеризующаяся признаками:	Интенсивная		Значительная	Заметная	Слабая
*14	14.1. удельный коэффициент трещиноватости, шт/м	>10		10-5	5-1	<1
	14.2. зоны аномалий по $Rk < 0$ (в % к площади изысканий)	100	70-100	50-70	30-50	<30
	14.3. аномальные зоны по S (продольная проводимость по отношению к средней)	Уменьшение в 2-3 раза		Уменьшение в 1,5 раза		Нет
	14.4. аномальные зоны по Π_k (ворота), в %	50-70		30-50	20-30	<20
	14.5. локальные аномалии Δq	Интенсивные		Заметные	Слабые	Нет
	14.6. наличие сейсморазведочных аномалий по МПВ. Искажение волновой картины (ИВК)	Явные		Заметные	Слабые	Нет
	14.7. уменьшение V_p , %	30-40		20-30	10-20	<10
	14.8. наличие зон разуплотнения (по ГГК-П)	Четко выраженные		Заметные	Слабые	Нет
	14.9. размеры каверн по стволу скважин, см	>10		5-10	2-5	<2
	14.10. коэффициент анитрополизации (Ак), ед.	>1,7		1,7-1,5	1,5-1,2	1,2
*15	Степень расчлененности кровли карстуемых пород (п. ед. и ΔH , м на 100 м)	>3 и >20-30		2 и 10-20	1 и 5-15	0 и 5-10
*16	Вертикальный градиент фильтрации, наличие восходящих (нисходящих) потоков карстовых вод:					
	16.1. по бурению (ед.)	> 6		6-2	2-1	<1
	16.2. по методу естественного поля (интенсивность аномалий U)	Интенсивные		Заметные	Слабые	Нет
*17	Гидравлический градиент, ед.	> 0,01		0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001
*18	Коэффициент фильтрации, м/сут	>50		50-25	25-5	<5
*19	Агрессивность карстовых вод (гипсовая емкость, г/л)	> 1,5		1,5-1,0	1,0-0,3	<0,3
*20	Скорость подземной денудации, $m^3/km^2 \cdot год$	>150		150-100	100-50	<50
21	Количество аномальных точек по основному методу, %	100-70		60-35	35-10	25-5

1	2	3	4	5
	III. На стадии рабочей документации (зонирование по степени карстовой опасности)			
	Основные признаки, определяющие степень карстовой опасности	Зона А	Зона В	Зона С
1-21	Все признаки соответствующих категорий устойчивости на предыдущих стадиях	-	-	-
8	Характер вскрытых буровой скважиной карстовых полостей	Открытые	заполненные	Зоны трещино-вагости
22	Удаленность от карстовых полостей	Сама полость	До одного диаметра	Более одного диаметра
23	Линейный коэффициент внутренней закарстованности	>25	25-5	<5
24	Время достижения критических размеров полостями (по сравнению с амортизационным сроком службы сооружений)	Меньше	Соизмеримо	Многократно превышает
25	Ширина полости, м	>20	20-5	<5
26	Коэффициент устойчивости сводов, $2\epsilon/h$	>6	6-1	<1
*27	Наличие аномалий по методу заряда и МЗК	Локальные интенсивные	Заметные	Слабые, отсутствуют
28	Наличие сейморазведочных аномалий по методу ВСП (уменьшение V_p в %, ИВК)	40-50, интенсивные	40-20, заметные	<20, слабые
29	Наличие локальных аномалий Δq по микрогравировке	Интенсивные локальные	Заметные локальные	Слабые, отсутствуют
30	Наличие эманационных аномалий	Интенсивные локальные	Заметные локальные	Слабые, отсутствуют
31	Наличие биолокационных аномалий	Интенсивные локальные	Заметные локальные	Слабые, отсутствуют
32	Активность карстового процесса в гипсах, %	> 10	10-3	<3

Примечания: 1. Значения данного признака при наличии достаточной информации определяются через коэффициент закарстованности путем подбора соответствующего критериям устойчивости расщепления до края воронки. 2. Знаком * отмечены ведущие признаки, без использования которых оценка категорий устойчивости некондиционна.

Скорость развития карстового процесса определяется по данным опытно-фильтрационных, гидрогеохимических, гидродинамических исследований, а также путем моделирования карстовых провалов методом эквивалентных материалов.

На стадии рабочей документации обычно производится дифференциация территории III и IV категории устойчивости по степени карстовой опасности с выделением зон А, В и С по наличию или отсутствию карстовых полостей в массиве, их размерам и степени заполненности вторичным материалом. Эта задача решается главным образом с привлечением бурения, комплекса скважинных и наземных геофизических исследований, опытно-фильтрационных работ и моделирования (математического или на эквивалентном материале) с прогнозом срока достижения обнаруженными полостями критических размеров, то есть стадии обрушения с образованием провала на поверхности.

Такие детальные исследования проводятся обычно в случае необходимости строительства на территориях III и IV категории устойчивости ответственных и особо ответственных сооружений (детские сады, школы, театры, дворцы культуры и спорта и т.д.).

Характеристика зон и рекомендации по проектированию и строительству в этих зонах приведены в нижеследующей таблице 16.

Такая методика, начиная с 70-х годов, разрабатывалась специалистами треста ЗапУралГИСИЗ, в 1986 г. она была представлена в виде «Инструкции ВСН 2–86», а в 1995 г. — в виде ТСН 302–50–95 РБ. Признаки и критерии оценки закарстованных территорий по категориям устойчивости приведены в табл. 15.

По этой инструкции дана оценка степени устойчивости на сотнях крупных объектов, в особенности в г. Уфе — это все микрорайоны в Старой Уфе, ЦЭС, территории жилых районов «Сипайлово», «Затон–Восточный», «Шакша», микрорайон «Дема – Северная», ПДП Воровского, северная часть территории г. Благовещенск, площадка завода «Химволокно» (Полиэф), территория г. Бирск, сел Кармаскалы, Толбазы, площадки предприятий «Химмаш», Фарфорового завода в г. Туймазы, отдельные жилые районы в г. Октябрьский и др. Любое строительство в условиях развития карста на стадии «Проект» в настоящее время ведется после специализированных изысканий по оценке степени устойчивости площадок относительно карстовых провалов.

В настоящее время в Башкортостане действуют территориальные строительные нормы ТСН 302–50–95 РБ [Инструкция..., 1995], распространяющиеся на изыскания, проектирование, строительство и эксплуатацию зданий и сооружений на закарстованных территориях. Эти нормы изданы взамен ВСН 2–86 [Инструкция..., 1986] и РСН 1–91

[Инженерные..., 1991], которые были первыми официальными документами, учитывающими не только особенности освоения закарстованных территорий на всех стадиях строительства, но и различные методические аспекты изысканий и проектирования в условиях карста.

Таблица 16

Зонирование территории по степени карстовой опасности

Зоны по карстовой опасности	Характеристика зон	Рекомендации по проектированию и строительству
А	Область распространения открытых (незаполненных) и заполненных карстовых полостей с наличием активного карстового процесса, с возможностью образования полостей, близких к критическим размерам, с большой вероятностью обрушения сводов в период менее амортизационного срока службы сооружения	Строительство возможно после ликвидации обнаруженных карстовых полостей как на V категории устойчивости
В	Область распространения заполненных карстовых полостей с отсутствием или наличием слабой активности карстового процесса и техногенных факторов в данный период. При этом не исключено наличие невыявленных полостей; время достижения критических размеров полостей соизмеримо с амортизационным сроком службы сооружений	Строительство возможно только с противокарстовыми мероприятиями, соответствующими зонированной категории
С	Область распространения ослабленных зон и зон различной степени трещиноватости, создающих определенную опасность для устойчивости сооружений; время достижения критических размеров полостей многократно превышает амортизационный срок службы сооружений.	Строительство возможно с минимальным комплексом мер противокарстовой защиты без расчета на вероятный размер карстового провала (фундаменты – только монолитные, а свайные – только с жестким ростверком)

Особо следует остановиться на инженерно-геологической оценке (линейных изысканиях) трасс, прокладки автомобильных и железных дорог, ЛЭП, различных трубопроводов, которые в разных направлениях пересекают территорию Республики.

В этом случае ведущую роль приобретает тщательное установление типов, классов и подклассов карста вдоль трасс, выявление внешних

карстопроявлений по данным дешифрирования и изучения крупномасштабных карт с составлением карты закарстованности, маршрутное обследование всех выявленных карстовых форм с опросом местных жителей о «свежих» карстовых провалах для определения степени активности карста, уточнения средних значений провалов. По всем этим данным составляются карты районирования по степени устойчивости относительно карстовых провалов, которые являются основой для корректировки трассы, возможных обходов или передвижения опор ЛЭП на безопасные участки.

В случае невозможности перемещения трассы дороги или трубопровода, производятся расчеты устойчивости сооружения на диаметр вероятного карстового провала и разрабатываются меры противокарстовой защиты (ПКЗ). На железной дороге в пределах территорий II и III категорий предусматривается усиление полотна путем укладки пакетов рельс, на трассах трубопроводов — толстостенных труб. Как показывает практика, магистральные трубопроводы обычно имеют диаметр более 500 мм (до 1000—1400 мм) и, как правило, к прогнозируемым провалам диаметром 5—6 м не чувствительны. К примеру, магистральный трубопровод диаметром 1400 мм выдерживает свободный пролет 25 м, а при нагрузке зависшего на нем грунта — 18 м.

Строительство ЛЭП при наличии карт закарстованности позволяет изменить шаг опор и избежать возведения их на карстоопасных участках. На сложных карстоопасных участках проводится специальная оценка площадок опор с проведением буровых и геофизических исследований.

4.1.2. Проектирование и строительство на закарстованных территориях

Проектирование и строительство на закарстованных территориях Республики и г. Уфы активно началось с 70-х годов и развивалось параллельно с развитием методики оценки степени устойчивости этих территорий изыскателями с использованием «Рекомендаций... ПНИИИС» [1967] по проектированию и строительству на закарстованных территориях, позднее, с 1986 г. — с использованием ВСН 2—86, а с 1996 г. — ТСН 302—50—95 РБ.

В пределах территорий V категории устойчивости (относительно устойчивой) проектирование и строительство ведется как на обычных территориях, не пораженных карстом, но с обязательным применением профилактических мер противокарстовой защиты, направленных

на максимальное сохранение естественных гидрогеологических условий на площадке, а именно предусматривается надежный отвод талых и дождевых вод, отвод сточных вод с крыш, расширенные отмостки и др. При этом этажность зданий не ограничивается.

В пределах территорий IV категории устойчивости (несколько пониженной) в проекте предусматриваются, помимо профилактических, уже конструктивные меры противокарстовой защиты (ПКЗ), а именно: фундаменты только монолитные армированные, рассчитанные на вероятный карстовый провал прогнозируемого для данных условий диаметра, который обычно определяется изыскателями. Этажность на территории IV категории устойчивости также не ограничивается.

Территории III категории (недостаточно устойчивые) пригодны для строительства зданий не более 9 этажей с полным комплексом мер противокарстовой защиты, как профилактических, так и конструктивных (на уровне фундаментов и самого здания). Применяются монолитные ленточные или плитные армированные фундаменты с выпуском консолей, поэтажные пояса жесткости, свайные фундаменты с монолитным армированным ростверком. Профилактические меры защиты те же, что и в пределах территории IV категории устойчивости, но дополнительно подводы и отводы водонесущих коммуникаций к дому и от дома выполняются в лотках, для предотвращения активизации карстово-суффозионного процесса в контурах возводимого сооружения.

Особо ответственные сооружения на этой территории проектируются и строятся только после дополнительных изысканий с зонированием по степени карстовой опасности (зоны С, В и А). При этом зона С, характеризующаяся отсутствием карстовых полостей, является наиболее предпочтительной для возведения особо ответственных сооружений, зона В с заполненными полостями также является пригодной, если доказано, что обнаруженные карстовые полости за амортизационные сроки службы проектируемого сооружения не достигнут критических размеров. Зона А с открытыми полостями является непригодной для любого строительства. В разряд пригодной ее можно перевести только после ликвидации обнаруженных полостей путем тампонажа инертными растворами.

Территория II категории устойчивости (неустойчивая) для капитального строительства не используется. В ее пределах проектируются и строятся временные неответственные здания и одно- и двухэтажные сооружения, легкие складские помещения ангарного типа, открытые автостоянки, парковые комплексы.

В пределах территории I (очень неустойчивой) категории устойчивости любые типы сооружений запрещены.

С учетом районирования по категориям устойчивости относительно карстовых провалов проектирование и строительство в Республике и в Уфе ведется уже начиная с 70-х годов прошлого столетия.

Все микрорайоны, в частности, в Уфе в последние годы активно застраивались в основном крупнопанельными многоэтажными домами. Существенной особенностью таких зданий является их высокая пространственная жесткость, позволяющая рассматривать отдельные секции зданий как бесконечно жесткие штампы. Разработка генплана микрорайона выполняется с учетом районирования по степени карстовой устойчивости. Площади, имеющие I и II категории карстовой устойчивости отводятся под зоны рекреации: детские и спортивные площадки, гаражи, склады и малоэтажные нежилые сооружения.

Основные планировочные и конструктивные мероприятия, закладываемые при проектировании крупнопанельных зданий на закарстованных площадках, имеющих III и IV категории устойчивости, сводятся к следующему: размещение «точечных» односекционных зданий; устройство деформационных швов между отдельными секциями протяженных в плане зданий; исключение промышленных зданий с большими сосредоточенными нагрузками и мокрыми технологическими процессами; максимальное использование облегченных конструкций, позволяющих сократить массу здания; выбор по возможности минимальной глубины заложения подошвы фундаментов, а также пола подвалов и технических подполий; применение фундаментов, резко повышающих общую жесткость зданий (железобетонные монолитные перекрестные ленты, коробчатые, плиты, монолитные усиленные ростверки свайных фундаментов); сохранение естественного стока дождевых и талых вод.

Освоение закарстованных территорий неизбежно ведет к удорожанию стоимости 1 м² общей приведенной площади за счет увеличения объема и стоимости инженерных изысканий, стоимости проектных работ на 10 % и, естественно, за счет несколько повышенных затрат на реализацию противокарстовых мероприятий в период строительства.

Одним из эффективных направлений в освоении закарстованных территорий является техническая мелиорация оснований, которая применяется обычно в комплексе с конструктивными противокарстовыми мероприятиями. Так, например, в условиях высокой стесненности при реконструкции Уфимского тепловозоремонтного завода (ТРЗ) новую котельную большей мощности и дымовую трубу пришлось разместить на площадке, по действующим нормативам непригодной для строительства из-за наличия в разрезе многочисленных карстовых

полостей. Территория ТРЗ расположена на первой надпойменной террасе р. Белой в зоне «Уфимского карстового косогора». Такое местоположение ее в сочетании с наличием потока подземных вод, агрессивных к гипсам и залегающим на небольшой глубине (около 20 м), относит ее к категории сложных.

Изысканиями были установлены следующие особенности площадки котельной: практически вся верхняя часть кунгурских гипсов в интервале глубин 20–35 м от поверхности террасы имеет систему каверн и полостей карстового происхождения, многие из которых сообщаются между собой; часть полостей заполнена глинистым материалом с включением песка, гравия, обломков гипса, а часть заполнена только водой.

Институт «Гидроспецпроект» (г. Москва) разработал техническую документацию тампонажа каверн и полостей специальным раствором с целью предотвращения возможных провалов и опасных деформаций за счет повышения общей устойчивости кровли. При этом увеличение несущей способности основания проектом не предусматривалось. Для заполнения полостей был принят цементно-суглинисто-песчаный раствор состава (по массе в кг) Ц:С:П:В – 200:300:1140:400 на 1 м³ раствора. Раствор предусматривалось нагнетать под давлением не более 0,3–0,5 МПа, чтобы обеспечить только заполнение каверн и полостей (без заполнения трещин). Ввиду большой сложности в определении местоположения и конфигурации каверн и полостей было предложено инъекцию раствора проводить через скважины, располагаемые под каждой из фундаментных опор по сетке 5,5×6,0 м. На отметке кровли гипсов в скважине устанавливался кондуктор диаметром 114 мм. Нагнетание раствора осуществлялось насосом ГФ–200/40.

Средний расход раствора на скважину составил 25,5 м³, что в 1,36 раза больше проектного объема (по проекту — 18,7 м³). Пустотность закрепляемого массива, определенная, как отношение объема закачанной смеси к объему всего отработанного массива, составила 0,07, то есть в 5,7 раза меньше, чем вычисленная линейным способом на стадии изысканий (тогда она равнялась 0,4).

Контрольное бурение скважин и пробное нагнетание воды показало снижение водопроницаемости затампонируемых участков массива пород в 5–10 раз, что свидетельствует об удовлетворительном заполнении тампонажным раствором карстовых полостей.

Таким образом, тампонажные работы на площадке котельной Уфимского ТРЗ показали возможность применения предпостроечной технической мелиорации закарстованных оснований. Однако эффективность описанного метода может быть повышена, а стоимость его

значительно снижена, например, при более широком внедрении геофизических методов изысканий, позволяющих фиксировать каждую карстовую полость (ее размеры, конфигурацию, глубину расположение и заполнитель) и, следовательно, более обоснованно определять объемы буровых и тампонажных работ.

4.2. Карст и проблемы строительства на территории г. Уфы

4.2.1. Общая характеристика природных условий территории города

Уфа с населением свыше одного миллиона человек является одним из крупных промышленных центров Урало-Поволжья. Расположена она на востоке Русской равнины в пределах Прибельской холмистоувалистой равнины. Абсолютные отметки колеблются от 80–85 (урезы рек Белой, Уфы) до 200–212 м (районы «Старой Уфы», парка «Гафури», междуречье Белой – Шугуровки). Основная часть города (жилая и промышленная) находится в пределах так называемого «Уфимского полуострова» (Бельско-Уфимская водораздельная равнина). Микрорайоны «Дема», «Сипайлово», «Затон», «Кооперативная поляна» и другие расположены в долинах рек Белой и Уфы. «Уфимский полуостров» от долин Белой и Уфы почти повсеместно отделяется крутым уступом высотой 50–100 м. Ширина «полуострова» колеблется от 2–2,5 км в центральной части (район Лихачевской излучины) до 5–7 км в северной и южной частях города, а протяженность его (с севера на юг) составляет около 30 км (рис. 29).

Бельско-Уфимская водораздельная равнина расчленена овражной сетью эрозионно-карстового происхождения, а также долинами рек Шугуровка (северная) и Сутолока (южная часть города), протекающих почти параллельно Белой и Уфе с севера на юг.

Среднегодовое количество осадков, по многолетним данным, составляет 557 мм. Химический состав и минерализация атмосферных осадков характеризуются большой пестротой. Дождевая вода в северной (промышленной) части города преимущественно хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатная, а в южной (жилой) — гидрокарбонатно-сульфатная и сульфатно-гидрокарбонатная. По данным многолетних наблюдений за составом атмосферных осадков по метеостанции Уфа, минерализация их изменяется от 7,4 до 67,1 мг/л (в среднем равна 31 мг/л).

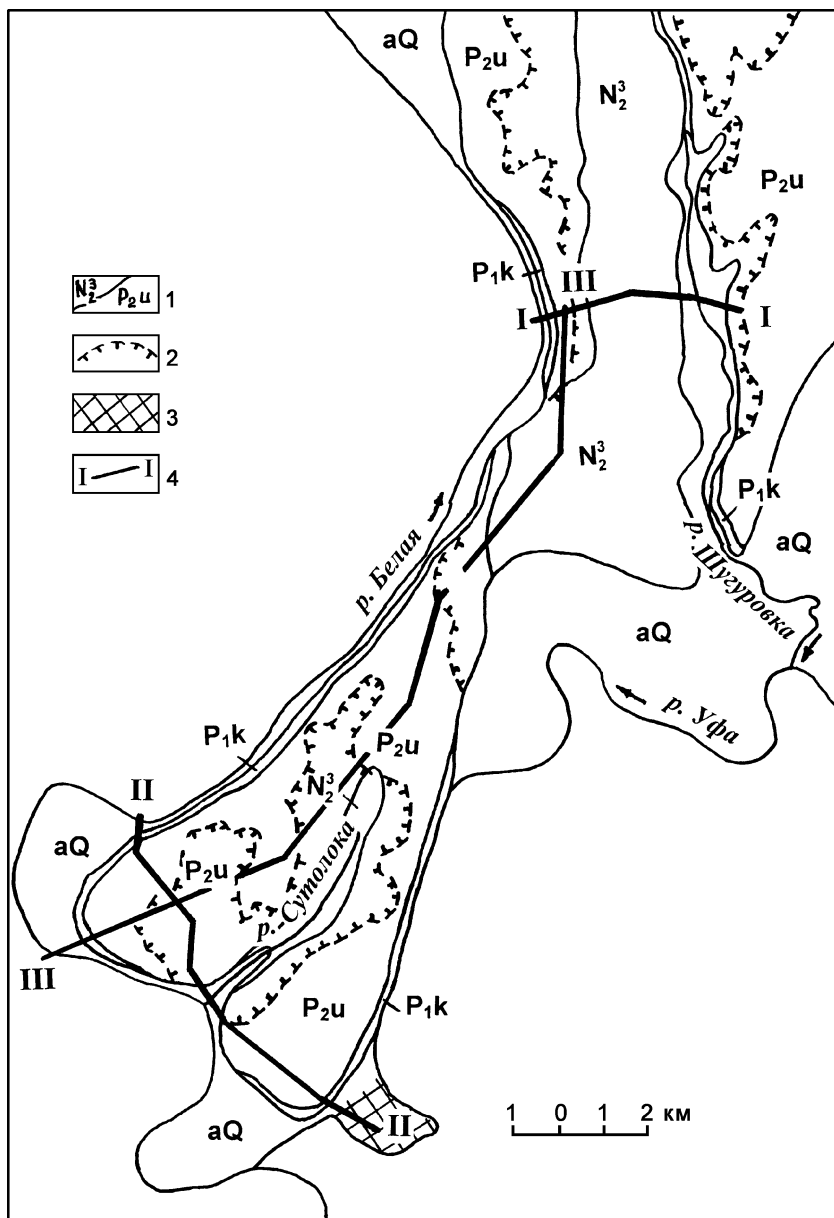


Рис. 29. Гидрогеологическая карта «Уфимского полуострова» [Абрахманов, Мартин, 1993]

1 – гидростратиграфическая граница; 2 – граница развития грунтовых вод в неогеново-четвертичных отложениях; 3 – участок Южного водозабора; 4 – линия гидрогеологического разреза

Количество растворенных солей, выпадающих в год, составляет в среднем 20,2 т/км².

В геолого-тектоническом отношении территория города расположена на восточной окраине Русской платформы, где кристаллический фундамент перекрыт мощной (до 8 км) толщей осадочных пород палеозойского возраста. В верхней части чехла, обнажающейся здесь, развиты пермские, неогеновые и четвертичные отложения.

Четвертичные отложения развиты в долинах рек Белой, Уфы и на Бельско-Уфимском междуречье. В долинах рек они представлены аллювиальными галечниками и песками (нижняя часть разреза) мощностью 10–15, иногда до 25–30 м. Сверху они перекрыты перигляциальными глинистыми осадками (супеси, суглинки, глины). Мощность последних колеблется от 1–3 до 15–20 м.

На Бельско-Уфимском междуречье четвертичные элювиально-делювиальные осадки (участками это нерасчлененные неогеново-четвертичные общесыртовые отложения) повсеместно покрывают более древние породы. Представлены они глинами, суглинками мощностью от 0,5–2 до 10–15 м.

Неоген в долинах рек Белой и Уфы представлен кинельской свитой, выполняющей переуглубленную их часть, а на Бельско-Уфимском междуречье (бассейны рек Шугуровки и Сутолоки) — нерасчлененными акчагыльским и апшеронским ярусами. Кинельская свита в верхней части сложена плотными серыми глинами, а в основании — песками и галечниками общей мощностью до 70–100 м. Акчагыльско-апшеронские осадки залегают на размытой поверхности уфимского яруса, а в бассейне р. Шугуровки — и на кинельских глинах. Представлены они красновато-коричневыми, серовато-коричневыми плотными глинами, в нижней части с прослоями песков. Общая мощность их достигает 50 м.

Пермская система на территории г. Уфы представлена уфимским (соликамский и шешминский горизонты) и кунгурским ярусами.

Уфимский ярус залегают согласно на кунгурских породах. В местах максимального подъема кровли кунгурского яруса разрез представлен только соликамским горизонтом — частым переслаиванием известняков, глинистых доломитов, мергелей, загипсованных аргиллитоподобных глин, алевролитов и песчаников общей мощностью до 15–25 м. В центральной части Бельско-Уфимского междуречья, где породы залегают синклинально, мощность уфимского яруса увеличивается до 60 м и более. Здесь он сложен, наряду с соликамскими, и шешминскими отложениями (песчаниками, часто загипсованными, аргиллитоподобными глинами, алевролитами, известняками).

Кунгурский ярус сложен светло-серыми гипсами и ангидритами с прослоями загипсованных глин и доломитов. Они обнажаются в основании крутых берегов рек Белой и Уфы. В центральной части междуречья, где отложения залегают синклиналино (рис. 30), описываемые породы вскрываются скважинами ниже урезом Белой и Уфы. Мощность яруса в районе г. Уфы до 340 м.

В пределах города развиты грунтовые водоносные горизонты в аллювиальных четвертичных осадках долин рек Белой и Уфы, в акчагыльско-апшеронских отложениях, а также безнапорные или слабонапорные межпластовые водоносные горизонты в уфимском и кунгурском ярусах (см. рис. 30). На Бельско-Уфимском междуречье четвертичные и неоген-четвертичные (общесыртовые) породы обводнены участками или вода в них появляется периодически (весной и осенью).

Питание всех водоносных горизонтов происходит путем инфильтрации атмосферных осадков. Кроме атмосферных осадков, в последние десятилетия значительную роль в пополнении запасов подземных вод, особенно первого от поверхности водоносного горизонта в неогеново-четвертичных отложениях стали играть утечки из водопроводной и канализационной сетей, технологических установок, прудов-накопителей, биологических прудов и прочих емкостей. Обычно на месте утечки наблюдается подъем уровня подземных вод и формирование купола растекания в водоносном горизонте. Температура этих вод колеблется от 5–10 до 20–30°С, иногда до 90–100°С (порывы паро- и теплопроводов). Доля техногенного источника в пополнении подземных вод достигает 30 % и более от природного.

Химический состав вод в жилой части города преимущественно гидрокарбонатный и сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый, магниевый-кальциевый тип — II и IIIа. Минерализация воды — 0,66–1,31 г/л. Содержание нитрат-иона — одного из основных показателей загрязненности подземных вод — составляет 15–60 мг/л, на отдельных участках — до 150–200 мг/л.

В промышленной части города подземные воды часто приобретают хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридный кальциевый, натриево-кальциевый, магниевый-кальциевый состав, что сопровождается переходом типа воды II в IIIб. Минерализация воды достигает 13,2 г/л [Абдрахманов, 1993; Зайнуллин, Абдрахманов, Савичев, 1997].

Водоносные горизонты в акчагыльско-апшеронских и кинельских отложениях развиты в основном в северной части города (бассейн р. Шугуровки). Глубина залегания подземных вод колеблется от 3–10 до 30–40 м. Воды безнапорные или слабонапорные, а в кинельских

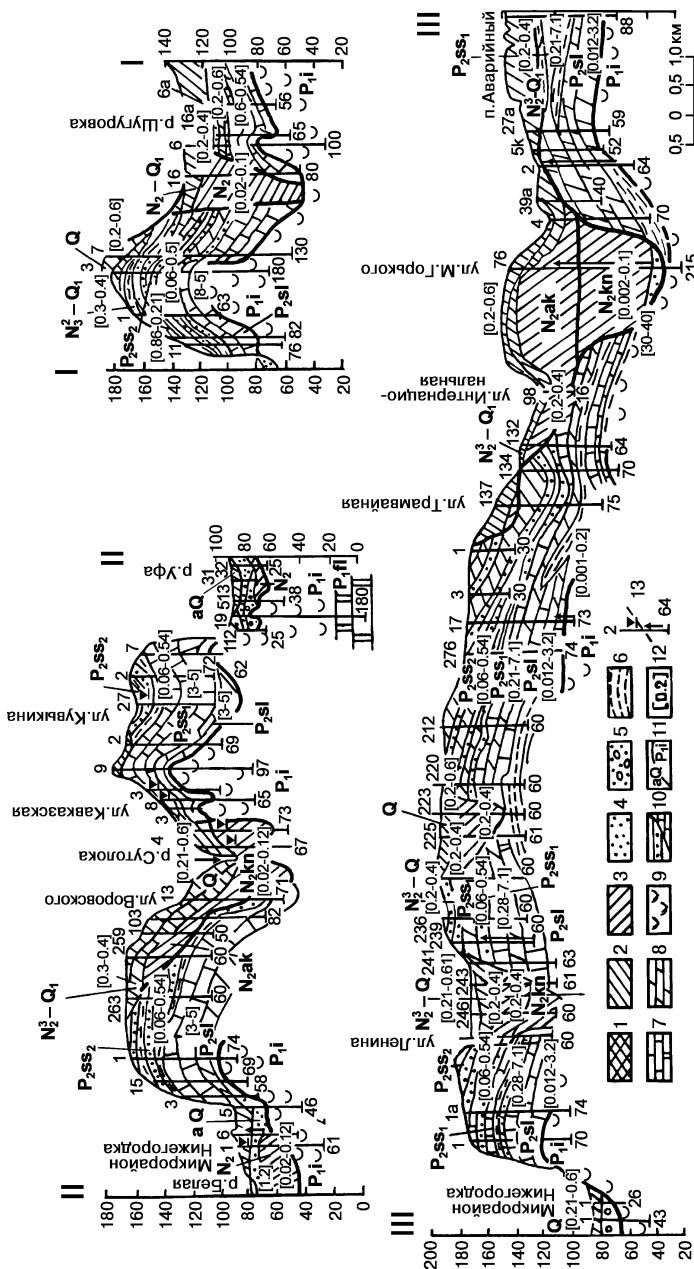


Рис. 30. Гидрогеологические разрезы «Хфимского полуострова»

I — водоносные породы: 1 — насыпной грунт, 2 — суглинки, 3 — глины, 4 — пески, песчаники, 5 — песчано-галечниковые отложения, 6 — глины аргиллитоподобные, 7 — известняки, доломиты, 8 — мертели, 9 — гипсы; 10 — литологическая граница; II — гидростратиграфическая граница, 12 — коэффициент фильтрации пород (м/сут); 13 — скважина: наверху — номер по первоисточнику, внизу — глубина скважины, справа — штрихами показан уровень грунтовых вод, стрелка соответствует напору вод

базальных галечниках — напорные (см. рис. 30). Обводнены преимущественно песчано-гравийные прослои (дебиты скважин изменяются от 0,8—4,5 до 85—87, а источников — от 2,5 до 10,5 м³/сут). Кф пород изменяется от 0,002 до 10⁻⁵ м/сут. Состав вод гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый (тип воды II), а на промышленных площадках — гидрокарбонатно-хлоридный кальциевый (IIIб). Минерализация воды соответственно изменяется от 0,4 до 2,2 г/л.

Водоносный комплекс в уфимских отложениях имеет почти повсеместное распространение в пределах «Уфимского полуострова». В результате чередования в разрезе водопроницаемых (песчаники, известняки) и относительно водоупорных (глины, алевролиты) пород образуется система этажнорасположенных водоносных горизонтов, пластов и линз мощностью от 1—3 до 8—10 м со сложной гидравлической связью. Глубина залегания подземных вод от 2—10 м на склонах долин рек Белой и Уфы до 70 м в центральной части «Уфимского полуострова», где уфимские отложения перекрыты неогеново-четвертичными осадками. В последнем случае они приобретают напор до 30—40 м (см. рис. 30). Колебания уровней составляют 2—7 м. Питание комплекса происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и утечек из водонесущих коммуникаций непосредственно в уфимские отложения или в результате перетоков из неогеново-четвертичных отложений. Дебиты родников изменяются от долей до 5—10 л/с, а коэффициенты фильтрации пород — от 0,012 до 32 м/сут.

Минерализация вод колеблется от 0,43 до 1,84 г/л. На территории ПО «Химпром» она достигает 2,5 г/л. Повышенная минерализация вызвана присутствием в воде сульфат-иона, а на участках интенсивного техногенного воздействия — также хлоридного и нитратного ионов. По составу воды гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые, магниевые-кальциевые (тип воды II или IIIа). На отдельных участках они гидрокарбонатно-хлоридные, гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные кальциевые, натриево-кальциевые типа IIIб.

Водоносность кунгурских отложений связана с их трещиноватостью и закарстованностью. В свою очередь, степень трещиноватости и закарстованности зависит от глубины эрозионного расчленения этих образований плейстоценовыми и плиоценовыми долинами рек системы Белой и Уфы. Мощность трещинно-карстовой зоны составляет от нескольких до 30—40 м. Вскрываются воды на глубинах от 10—20 до 100—120 м. Часто они напорные (до 50 м), в долинах рек иногда самоизливаются. Пьезометрические уровни устанавливаются на отметках 85—130, участками — 160 м. Разгрузка водоносного горизонта

происходит в долины рек (в основном скрытая). Источники редки, дебит их составляет 0,04–2,5 л/с. По химическому составу воды обычно они сульфатные кальциевые (1–2,5 г/л) типа II, а на промышленных площадках сульфатно-хлоридные кальциевые (2,1 г/л) типа IIIб.

Проникающие в гипсы кунгурского яруса из уфимских и неогеново-четвертичных отложений воды обладают высокой агрессивностью (дефицит насыщения гипсом достигает 2,0 г/л). Агрессивность резко повышается при поступлении в эти породы техногенных растворов.

Интенсивному проникновению загрязняющих веществ на большую глубину, практически на всю мощность зоны активного водообмена (до 70–100 м), и за короткое время (от 0,1–0,3 до 1–2 лет) способствуют геолого-геоморфологические условия территории г. Уфы. Как уже было отмечено, основная часть города (и жилая, и промышленная) расположена на Бельско-Уфимском водоразделе, сложенном хорошо проницаемыми сульфатно-карбонатными и терригенными породами. Глинистые отложения, определяющие защищенность подземных вод от загрязнения, маломощны или имеют локальное развитие. Развита водоносная горизонты, пласты, линзы со сложным соотношением уровней. В гидрогеодинамическом отношении здесь наблюдается обратное соотношение уровней вод этажнорасположенных горизонтов с глубиной, что является необходимым условием возникновения нисходящих межпластовых перетоков.

4.2.2. Особенности распространения карста

Из приведенной характеристики природных условий следует, что в пределах территории г. Уфы и в ее окрестностях имеются все 4 условия (по Д. С. Соколову [1962]) для активного развития карстового и карстово-суффозионного процесса, а именно:

- повсеместное участие в геологическом разрезе растворимых в воде пород (гипсы, ангидриты, известняки, доломиты и мергели);
- их хорошая водопроницаемость (все перечисленные породы трещиноваты, участками сильно кавернозны);
- наличие движущихся подземных вод (почти повсеместно к ним приурочены подземные воды, разгружающиеся в долины рек Белой и Уфы);
- высокая агрессивность инфильтрационных вод к водовмещающим сульфатным и карбонатным породам.

Как известно, интенсивность карстового процесса зависит от многих факторов, таких как степень покрытости карстующихся пород

некарстующимися, положение карстующихся пород по отношению к базису эрозии, вертикальный градиент фильтрации, коэффициент фильтрации, агрессивность вод, поступающих из вышележащих пород, хозяйственная деятельность человека и др.

Карст на территории г. Уфы и в ее окрестностях главным образом связан с кунгурскими гипсами и гипсоносными породами соликамского и шешминского горизонтов и, в значительно меньшей степени, — с карбонатными соликамскими и шешминскими породами (рис. 31).

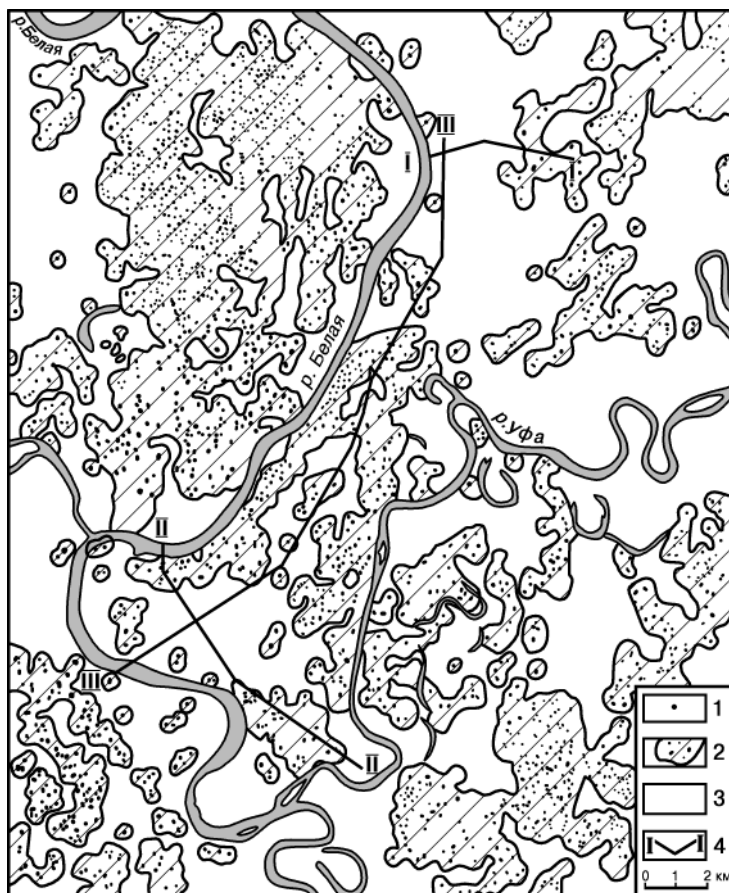


Рис. 31. Карта закарстованности территории г. Уфы [Абдрахманов, Мартин, 1993]

1 – карстовые воронки и провалы (территории неустойчивые и очень неустойчивые для строительства); 2 – территории вокруг воронок (недостаточно устойчивые и несколько пониженной устойчивости); 3 – территории за пределами карстовых полей (относительно устойчивые); 4 – линия гидрогеологического разреза

Согласно схеме типизации карста Башкирии [Мартин, 1972] в пределах г. Уфы развиты три класса карста: сульфатный, карбонатный и карбонатно-сульфатный. По степени защищенности сверху некарстующимися породами преобладают два подкласса — перекрытый (камский) в пределах долин Белой и Уфы и закрытый (русский) на междуречье. Наряду с закрытым, на междуречье имеются участки перекрытого, покрытого и голого карста. В связи с этим дальнейшая характеристика карста ведется по этим двум крупным геоморфологическим элементам: междуречью и долинам.

Карст междуречья. Структурно-тектоническое положение кровли карстующихся пород является одним из основных факторов, определяющих неравномерное развитие карста на междуречье. Установлено, что современный рельеф в пределах междуречья во многом был предопределен рельефом кровли гипсов. Долины рек Сутолоки и Шугуровки унаследовали отрицательные структурные формы по кровле гипсов, а возможно, и зоны тектонических нарушений. Карстовый процесс наиболее активен в пределах гипсовых куполовидных поднятий, особенно на участках, где они подрезаны эрозией вдоль правых крутых бортов долин рек Белой и Уфы.

Установлено закономерное сосредоточение карстопроявлений на участках выходов или близкого к поверхности залегания известняково-мергелистых пород соликамского и шешминского горизонтов (голый и покрытый карбонатный карст). Наиболее типичными участками распространения покрытого карбонатного карста являются присклонные участки междуречья Белой и Уфы, выположенные склоны долин рек Сутолоки и Шугуровки.

Территории, где карстующиеся породы перекрыты сверху шешминскими красноцветами, характеризуются практически полным отсутствием поверхностных карстопроявлений: это большая часть Бельско-Сутолокского, Сутолокско-Уфимского и Бельско-Шугуровского платообразного междуречий с полигенетическим рельефом. Участки выклинивания шешминских терригенных пород, как правило, сопровождаются многочисленными воронками преимущественно карстово-суффозионного генезиса. Это обусловлено разгрузкой горизонта грунтовых вод, приуроченного к песчаникам, и поглощением в подстилающие карбонатные толщи, следствием чего является активизация карстово-суффозионного процесса вдоль таких зон перетоков.

Наибольшая плотность поверхностных карстопроявлений, связанных с карбонатным карстом, наблюдается в средней и верхней частях склонов долин рек Белой и Уфы, а также на локальных участках вдоль пологих склонов долин рек Сутолоки и Шугуровки, где известняково-

мергелистые породы шешминской и соликамской свит залегают под маломощным чехлом четвертичных и общесыртовых глинистых отложений.

Карст, связанный с уфимскими карбонатами, ограничен их небольшой мощностью, рыхловатым состоянием и относительно низкой водопроницаемостью, а потому поверхностные карстопроявления в них отличаются меньшим размером, чем в гипсах и, как правило, имеют суффозионно-карстовый генезис.

В прибортовых частях палеодолин и оврагов, на участках примыкания к коренным склонам заполняющих их глинисто-суглинистых неогеново-четвертичных отложений, часто наблюдаются воронки чисто суффозионного генезиса (воронка в парке им. Калинина, оседание на территории ГПТУ по ул. Нежинской и др.).

Карст в гипсах во многом зависит от химического состава, структуры и степени выветрелости. Наиболее легкорастворим химически чистый, желвачной структуры гипс, менее растворим крупнокристаллический, наиболее часто встречающийся в разрезах.

Как было отмечено выше, одним из главных условий развития карста является водопроницаемость карстующихся пород, определяемая их пористостью, трещиноватостью и кавернозностью.

Ведущую роль в карстово-суффозионном процессе на склонах долин рек Белой и Уфы играют трещины бортового отпора. Они отчленяют от основного массива пород крупные блоки карстующихся и перекрывающих их отложений. Это способствует прямому перехвату как поверхностных (талых и дождевых), так и подземных вод и, как следствие, — активизации карста и суффозии вдоль этих трещин.

На крутых склонах речных долин карстующиеся породы сильно разбиты трещинами различного происхождения. Кроме трещин бортового отпора, широко развиты трещины напластования и выветривания.

Тектонические разрывные нарушения установлены по данным дешифрирования аэрофотоматериалов. Прежде всего, четко прослеживается диагональная (планетарная) система трещин с простиранием СВ 30 и СЗ 300°. Кроме них установлены протяженные субмеридиональные и субширотные тектонические нарушения. Эти трещины унаследованы долинами Сутолки и Шугуровки, вдоль них заложены некоторые прямолинейные отрезки русел Белой и Уфы.

Наличие движущейся воды и ее агрессивность по отношению к водовмещающим легкорастворимым породам являются третьим и четвертым условиями развития карста. Они определяются гидрогеологической обстановкой.

Воды в элювиально-делювиальных отложениях развиты преимущественно на пологих склонах долин Сутолоки и Шугуровки и имеют спорадическое распространение. Обычно они слабоминерализованные (0,2–0,3 г/л), гидрокарбонатные кальциевые, то есть сильно агрессивны по отношению к гипсам.

В уфимских отложениях развит сложный водоносный комплекс. Водоносными являются известняки и песчаники, водоупорными — глины. Этот водоносный комплекс распространен почти повсеместно на междуречье, за исключением участков глубоковрезанных палеодолин Сутолоки и Шугуровки в их низовьях и древних эрозионных врезов.

На участках, перекрытых глинистыми толщами неогеново-четвертичного возраста, питание затруднено, а следовательно, затруднены и условия для развития карстово-суффозионного процесса.

Разгрузка вод происходит в основном вдоль крутых склонов долин рек Белой и Уфы в виде родников (на косогоре их насчитывается около 50), а также путем прямого перетока в нижележащие горизонты карстовых вод, а вдоль пологих склонов долин рек Сутолоки и Шугуровки — только путем перетоков.

По химическому составу воды в отложениях уфимского яруса гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 1 г/л. Дефицит насыщения их гипсом в среднем 2040 мг/л, то есть они сильно агрессивны по отношению к кунгурским гипсам. Количество выщелачиваемого гипса за счет поглощения вод из уфимских отложений на Уфимском карстовом косогоре составляет в среднем 500–600 м³/год.

По отношению к карбонатным породам агрессивность вод уфимских отложений незначительна, и в склоновых условиях происходят в основном вертикальные нисходящие перетоки вод, что вызывает вынос глинистого материала (суффозию), как из карбонатных пород, так и из глинистых разностей покровных отложений, за счет значительного вертикального градиента (3 и более) фильтрации.

Карстовые воды в кунгурских гипсах распространены повсеместно. Они приурочены к приконтактной закарстованной зоне с соликамскими мергелями. На междуречье они залегают под серией водоносных горизонтов, приуроченных к четвертичным, неогеновым и уфимским отложениям.

Доказательством питания кунгурского водоносного горизонта за счет перетока вод из вышележащих горизонтов является его напорный режим, несмотря на дренированность карстовых вод со всех сторон речными долинами. Пьезометрический уровень на междуречье значительно (10–20 м) превышает уровни воды в реках Белой и Уфе. Вдоль склонов долин карстовые воды в гипсах приобретают безнапорный

характер. Здесь происходит не только разгрузка, но и дополнительное питание за счет поглощения талых и дождевых вод в воронках, а также вод, поступающих из уфимского водоносного комплекса. В этой зоне происходит резкое периодическое снижение насыщенности карстовых вод сульфатом кальция, то есть увеличение их агрессивности, что ведет к активизации карста (особенно весной).

По составу воды в гипсах обычно сульфатные кальциевые с минерализацией до 3–4 г/л. Воды являются неагрессивными по отношению к гипсам, и лишь на локальных участках вдоль склонов долин и палеодолин имеют значительный дефицит насыщения CaSO_4 . Этим объясняется высокая интенсивность карстового процесса вдоль склонов долин.

Таким образом, гидрогеологические условия на водораздельном плато междуречья не способствуют развитию карста, тогда как в пределах склонов и присклоновых участках исключительно благоприятны для развития как карста, так и суффозии.

Изысканиями последних лет выявляется все более тесная связь поверхностных карстопроявлений (воронки, провалы) и деформаций зданий и сооружений с погребенными формами палеогидросети. Как правило, вдоль бортов древней гидросети, заполненной в настоящее время неогеново-четвертичными глинисто-суглинистыми отложениями, особенно в верховьях, встречаются погребенные карстово-суффозионные формы, а также провалы и оседания в современном рельефе, вызывающие деформации зданий и сооружений. В г. Уфе 30–40 % деформированных зданий расположено в подобных условиях.

Древняя гидросеть выражена эрозионными врезами различной глубины в пермских породах, заполненными позже неогеновыми и четвертичными глинистыми отложениями. В пределах территории г. Уфы древняя эрозионная сеть была широко развита. Данные глубокого бурения и геофизические исследования позволяют проследить контуры переуглубленных (то есть наиболее глубоких) палеодолин и палеорусел в современных долинах рек Белой и Уфы. Контуры палеоврезов на междуречье и линии расположения современных коренных склонов, совпадающих с контурами палеодолин и палеоврезов, показаны на рис. 32.

В центральной и южной частях современного междуречья древние эрозионные врезы и их отвершки в уфимском ярусе выполнены преимущественно ачкагыльскими глинами твердой и полутвердой консистенции с прослоями песков и имеют глубину до 75 м. Ширина их в пределах современной долины реки Сутолоки достигает 800–950 м. На бортах древних эрозионных врезов оказались 5-этажные жилые

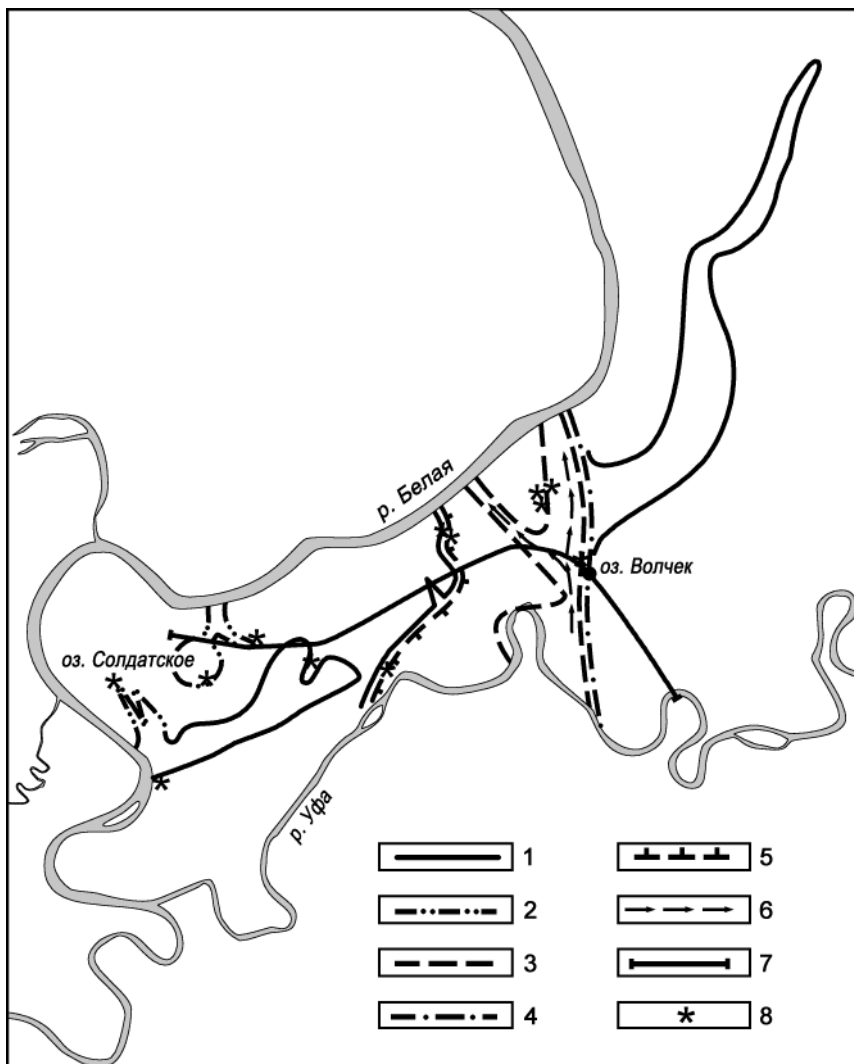


Рис. 32. Схема расположения палеодолин и палеоврезов на Уфимском «полуострове»

1 – палеодолины; 2 – контур палеовреза; 3 – контур переуглубленного палеоруслу; 4 – контур переуглубленной палеодолины; 5 – контур современного коренного склона, совпадающий с контуром палеодолины или палеовреза; 6 – ось палеоруслу; 7 – участки с деформациями зданий (сооружений), приуроченные к борту палеодолины или палеовреза; 8 – линия схематического разреза

дома в районе Башкирского драмтеатра им. М. Гафури, Памятник борцам за революцию, 5-ти этажное здание республиканского центра начисления пенсий и пособий, здание больницы № 2 и аптечного склада, 9-этажные жилые дома по Уфимскому шоссе, корпуса 10 и 10а приборостроительного завода.

В пределах междуречья установлены древние карстово-эрозионные котловины диаметром до 750–800 м, выполненные акчагыльскими глинами. К бортовой части такой котловины приурочено озеро «Солдатское», а также огромная, диаметром около 600 м, карстовая поглощающая воронка около Затонского мостового перехода через реку Белую.

Уступы современных склонов, совпадающие с уступами, обрамляющими палеодолину р. Уфы в северной части города, сопровождаются наибольшей современной активностью карстово-суффозионного процесса. К таким уступам приурочены карстово-суффозионные воронки и депрессии в парке им. Калинина, карстовые провалы и оползни карстового происхождения, которые привели к деформации домов и магистральной дороги в жилом районе «Сипайлово».

В северной части города Уфы наибольшая ширина древних долин Уфы и Шугуровки достигает 700–750 м, глубина 160 м. Максимальная глубина палеоруслу р. Уфы у озера «Волчок» составляет 139,4 м; тальвег древнего русла вскрыт здесь на абсолютной отметке минус 44,41 м.

Древние склоны долин, как и современные, сопровождаются сильной выветрелостью пород и трещинами бортового отпора, которые способствовали активному развитию карстового процесса вдоль них. После того как вся древняя эрозионная сеть была погребена под толщей преимущественно глинистых отложений (в период акчагыльской ингрессии моря), дренажная роль этих врезов сохранилась до настоящего времени. Подземные воды, встречая на пути своего движения препятствие в виде заполненных глинами палеодолин и других древних эрозионных форм, начинают вертикально-восходящую или вертикально-нисходящую фильтрацию с одновременным движением вдоль бортов в направлении современных дренажных систем Белой и Уфы. Естественное увеличение напорных градиентов фильтрации вдоль таких контактов вызывает перемещение тонкодисперсного материала в уже существующие или возникающие карстовые каверны и полости, то есть суффозию. Следствием этого является образование карстово-суффозионных оседаний со средней скоростью 1–2 мм в год и даже грандиозных карстовых провалов (оз. Волчок в долине р. Уфы и оз. Солдатское на междуречье).

В настоящее время такой процесс продолжается, и его недоучет привел к тому, что многие здания и сооружения в г. Уфе оказались

построенными в прибортовых частях палеодолин (палеорусел) и других древних эрозионных врезов. Эти здания и сооружения в настоящее время испытывают деформации. Наиболее типичными примерами деформаций являются здание городского кожвендиспансера, административное здание АНК «Башнефть» и особенно здание спортзала – мастерских одного из ГПТУ на ул. Нежинской.

Кроме естественных карстовых форм (воронки, котловины, пещеры и пр.) в пределах южной части «Уфимского полуострова» (в основном в междуречье Уфа – Сутолока) имеются многочисленные заброшенные открытые (карьеры) и подземные (штольни) горные выработки, где велась добыча гипса. Суммарная протяженность подземных выработок с входами в основании Пугачевской горы и напротив д. Н. Дудкино (правый берег р. Уфы) достигает нескольких километров. Необходимо отметить, что входы в эти штольни плохо закрыты, в связи с чем среди населения были несчастные случаи со смертельным исходом.

Активному развитию карста на рассматриваемой территории способствует и гидрогеодинамическая обстановка. Как уже отмечалось, на Бельско-Уфимском междуречье наблюдается обратное соотношение уровней этажнорасположенных горизонтов с глубиной (уменьшение их абсолютных отметок), что является необходимым условием возникновения нисходящих межпластовых перетоков. Градиент фильтрации здесь в основном имеет положительную ($J > 0$) величину (за исключением долины р. Шугуровки). Такие условия, наряду с интенсивной трещиноватостью пород, особенно на склонах долин, способствуют переводу агрессивных по отношению к гипсоносным породам (дефицит насыщения достигает 1740–2049 мг/л) атмосферных осадков, поверхностных и подземных вод в глубину. На склонах долин, сложенных гипсами, это вызывает интенсивное развитие карста и суффозии.

В долинах рек наблюдается прямое соотношение уровней вод в разрезе (рост отметок с глубиной), что вызывает восходящие перетоки из нижних горизонтов в верхние (локально возможны и нисходящие перетоки). Здесь генезис воронок в основном карстово-суффозионный.

Все существующие поверхностные карстопроявления и вновь образующиеся провалы находятся в определенной зависимости. Установлено, что все современные карстовые провалы образуются вблизи существующих поверхностных карстопроявлений. Чем ближе провалы к воронкам, тем они случаются чаще, чем дальше — тем реже, а на расстоянии более 250 м от воронок практически не наблюдаются. Эта зависимость использована при районировании территории Уфы и ее окрестностей по степени устойчивости для строительства относитель-

но карстовых провалов (см. рис. 31). Приведенная карта закарстованности территории г. Уфы и ее окрестностей составлена по результатам дешифрирования аэрофотоснимков. На ней видны воронки и контуры вокруг воронок на расстоянии 250 м. Как видно, карта даже такого масштаба позволяет в первом приближении судить о степени устойчивости и пригодности территории для капитального строительства. Территория в пределах карстовых воронок является неустойчивой и непригодной для любого типа капитального строительства. Территория вокруг воронок на расстоянии до 250 м является недостаточно устойчивой, но может быть застроена с применением мер противокарстовой защиты возводимых сооружений, то есть усиления конструкции фундаментов и самих зданий, а возможно, и ликвидации полостей, если их размер является критическим и возможно в ближайшее время обрушение сводов и образование провала на поверхности.

Территория за пределами контуров карстовых полей может застраиваться сооружениями любой этажности без каких-либо мер защиты. Лишь на междуречьях потребуются профилактические меры защиты, направленные на сохранение естественной гидрогеологической обстановки, то есть на предотвращение возможной активизации карстово-суффозионного процесса (надежный водоотвод, прокладка водонесущих коммуникаций в лотках и др.).

Формы проявления карста. Карстопоявления в пределах междуречья представлены разнообразными глубинными, поверхностными и погребенными формами, а также проявлениями разгрузки карстовых вод и поглощения поверхностного стока карстовыми формами.

Глубинные проявления современного и древнего карста в виде карстовых полостей, заполненных водой или глинисто-илистым материалом, широко развиты на междуречье. Они обнаруживаются бурением и геофизическими методами на разных глубинах. Особенно много их в приконтактной зоне известково-мергелистой соликамской толщи с иренскими гипсами вдоль склонов долин. Как правило, частота встречи полостей при бурении увеличивается с приближением к участкам с поверхностными карстопоявлениями, которые следует рассматривать как отражение внутренней закарстованности массива на поверхности. Высота полостей обычно 1–2, реже до 3–4 м, но встречаются и пустоты высотой до 6–10 м.

Карстовые пещеры, приуроченные к кунгурским гипсам, в основном сосредоточены на Уфимском карстовом косогоре. Они имеют протяженность 7–15 м. Большинство пещер располагается на уровне I и II надпойменных террас. Направления пещерных ходов контролируются простиранием трещин. Наиболее известны 3 пещеры:

первая — в основании «Висячего камня» протяженностью 10 м с гротом в конце, вторая — около разъезда «Воронки» протяженностью 7 м, третья — у скалы «Малый висячий камень» длиной около 15 м и шириной от 0,5 до 2,5 м.

Отражением глубинной закарстованности, как уже отмечалось, являются поверхностные карстопроявления. Карстовые воронки — наиболее широко распространенные поверхностные формы карста. Они представлены здесь практически всеми морфологическими и генетическими типами. Чаще всего встречаются конусо- и чашеобразные формы. Конусообразные воронки в основном находятся на правых склонах долин рек Белой и Уфы. Диаметр воронок от 10 до 100 м, редко больше, глубина колеблется от 5 до 20 м. В днищах воронок часто имеются поглощающие поноры. Генезис воронок на склонах долин коррозивно-эрозионный и коррозивно-провальный.

Карстовые воронки обычно образуют скопления — карстовые поля. В результате дешифрирования в г. Уфе и окрестностях установлено [Мартин и др., 1992] 63 карстовых поля, в пределах которых плотность воронок от 10–20 до 100 на 1 км² и редко более. В пределах города и пригородов выявлено 27 карстовых полей. Воронки, увеличиваясь в размере и сливаясь друг с другом, образуют котловины и овраги эрозионно-карстового происхождения.

Лога карстового, эрозионно-карстового и карстово-эрозионного происхождения прорезают правые крутые склоны долин рек Белой и Уфы. Первые образуются при слиянии серии линейно расположенных воронок на участках перетока вод из уфимского яруса в нижележащие гипсы. На дне таких оврагов часто имеются воронки с понорами, и часто овраг замыкается на них и превращается в слепой без выхода в долину реки. Такие овраги встречаются на Уфимском карстовом косогоре.

Поноры — водоотводящие каналы различной формы и сечения — обычно расположены на дне воронок. Образование их связано с поглощением воды в карстующихся толщах. В поноры поглощаются не только выпадающие атмосферные осадки, но и постоянные водотоки, образующиеся вследствие разгрузки подземных вод из покровных толщ уфимских красноцветов. Объемы воды, поглощаемой через поноры, на косогоре достигают 500–600 тыс. м³/год [Ткалич, 1956].

Карстовые провалы, являющиеся показателем современной активности карста, происходят довольно часто на междуречье, реке в пределах Забелья и Зауфимья (в долинах). В общей сложности примерно за 100 лет на всей этой территории зафиксировано 318 карстовых провалов, то есть в среднем 3 провала в год. Обычно они образуются весной после снеготаяния и осенью в период длительных дождей.

Многолетними исследованиями установлено закономерное увеличение частоты провалов во времени [Мартин, 1975₃]. При этом подавляющее большинство карстовых провалов (254) образовалось на склонах, во много раз меньше (47) в долинах и незначительное количество (12) в присклоновых условиях и на междуречье.

Наибольшие расчетные диаметры провалов характерны для долинных условий $6,0 \pm 0,9$ м. Особняком стоят 5 аномально больших карстовых провалов, образовавшихся в тыловом шве Уфимского карстового косогора, среднее их значение 15,56 м. На склонах размеры провалов колеблются от 0,5 до 8,2 м, средние значения в нижней части склона $3,4 \pm 0,2$ м, в верхней части — несколько меньше — $2,3 \pm 0,1$ м (в среднем $2,8 \pm 0,4$ м), что обусловлено ведущей ролью в верхней части склонов карбонатного карста. В присклоновых условиях расчетный диаметр провалов $6,1 \pm 0,9$ м.

Уфимский карстовый косогор (7 км^2), в связи с прокладкой в конце XIX века Самара–Златоустовской железной дороги, стал классическим примером изучения условий развития сульфатного карста, что отражено во многих работах (Д. Л. Иванов, 1893–98 гг., Г. Г. Скворцов, 1946–50 гг., А. Н. Фонарев и С. П. Ткалич, 1950–56 гг., В. И. Мартин 1959–74 гг., А. И. Смирнов, 1976–2001 гг.).

По данным А. И. Смирнова, на косогоре сосредоточено около 300 карстовых форм (воронок, провалов, поноров, слепых оврагов). Плотность воронок составляет в среднем 36 на км^2 , коэффициент закарстованности — 0,28%. В пределах оврагов он достигает 3–13%, а на межовражьях не превышает 0,04%, то есть последние почти не затронуты карстом. Это же подтверждается распределением карстовых форм. Из 26 карстовых провалов, образовавшихся в период с 1976 по 1988 г., 14 (54%) приурочено к днищам оврагов, 4 (15%) образовались на склонах оврагов и в подножье косогора, по 2 (8%) — на железнодорожном полотне и межовражьях. Глубина провалов до 1,2 м, диаметр не превышает 1,7 м. Частота провалов 0,33 случая в год на 1 км^2 . Наблюдения показывают, что карстовые провалы наиболее часто возникают в дождливый (многоснежный) или же в следующий за ним год.

Активному развитию карста на Уфимском карстовом косогоре способствует интенсивное поглощение временных и постоянных водотоков карстовыми понорами, а также межпластовый переток подземных вод из вышележащих водоносных горизонтов в гипсы кунгурского яруса. Дефицит насыщения CaSO_4 поглощающихся в понорах поверхностных вод по отношению к гипсам составляет 1740–2040 мг/л. По мере движения в гипсах он уменьшается и через 500–600 м пути по карстовым каналам доходит до нулевых значений. Установлено

[Смирнов, 1990], что поглощенные воды, проходя подземными каналами в гипсах, теряют свою растворяющую способность через 0,5–0,6 км циркуляции, то есть реализуют свою растворяющую способность. Наиболее интенсивное насыщение сульфатом кальция происходит на первых 200–300 м циркуляции в массиве гипсов.

При этом по мере развития подземных каналов в гипсах и увеличения скорости движения карстовых вод насыщение их сульфатом кальция растягивается на значительно большие расстояния.

Самый крупный карстовый провал на карстовом косогоре произошел в 1927 году в основании коренного склона (в тыловом шве долины). Площадь провала составила 1500 м², глубина — 12–14 м, объем — 8000 м³. На его засыпку, продолжавшуюся 14 дней, потребовалось 400 вагонов балласта.

Кроме карстового косогора карстовые провалы часто происходят на Цесовской горе, в районе ул. Вологодской и др.

Для склоновых условий характерны два типа «гидродинамической» обстановки. Первый тип отличается свободным выклиниванием водоупорных и водоносных пород. Разгрузка подземных вод происходит в виде нисходящих перетоков или же прямых перетоков в нижележащие соликамский и иреньский горизонты. Следствие этого — активное развитие карста и суффозии на таких участках. Второй тип гидродинамической обстановки характеризуется барражированием разгрузки подземных вод на склонах под глинистым чехлом неогеново-четвертичных отложений. Следствием этого является образование поноров и обводнение суглинков, а также вертикально-нисходящее или восходящее движение в известняки и песчаники. На таких участках, как правило, образуются пологие воронки суффозионного и карстово-суффозионного генезиса.

Погребенные формы карста в пределах г. Уфы пользуются широким распространением. На междуречье бурением или при рытье котлованов обнаруживаются древние карстовые воронки и котловины, сnivelированные общесыртовыми и четвертичными глинами и суглинками (район Новиковки, Лесопарковый, ул. Галле и др.).

Карстовые озера — заполненные водой воронки и котловины — на междуречье редки. Наиболее известны карстовые озера: Волчек, Солдатское в парке им. И. Якутова и на территории завода РТИ. Озеро Волчек диаметром 260 м имело первоначальную глубину около 40 м, в настоящее время — 28 м. Образовалось оно в результате грандиозного карстового провала еще в донеогеновое время в борту палеодолины р. Уфы. Уровень воды в этих озерах поддерживается за счет разгрузки грунтовых вод.

Карстовые родники и ручьи сосредоточены в основном на Уфимском карстовом косогоре.

Влияние хозяйственной деятельности человека на карстовый процесс. Рост города и освоение территорий, ранее считавшихся непригодными для градостроительных целей, неизбежно сопровождается серьезным воздействием человека на геологическую среду. Это ведет к значительному изменению рельефа, уничтожению поверхностных микроформ, почвенного покрова, нарушению глинисто-суглинистого чехла покровных отложений, к изменению физико-механических свойств грунтов и гидрогеологической обстановки. В конечном счете все это часто вызывает активизацию опасных геологических процессов, и в особенности — карста и суффозии.

В одних случаях человеческая деятельность способствует активизации карста и суффозии, а в других — наоборот, препятствует. К числу факторов, способствующих развитию карстово-суффозионных процессов относятся:

- 1) нарушение водоупорных свойств покровных отложений;
- 2) возникновение техногенных источников формирования подземных вод (различного рода утечки из водонесущих коммуникаций);
- 3) механическое воздействие производственно-технологических процессов (забивка свай, вибрационные нагрузки от механизмов и др.);
- 4) загрязнение атмосферного воздуха, поверхностных и подземных вод агрессивными выбросами промышленных предприятий.

Влияние первого из перечисленных факторов сказывается при рытье многочисленных траншей для прокладки коммуникаций, планировочных работах, массовой проходке скважин при изысканиях и их некачественной ликвидации, в результате чего происходит искусственное ухудшение водоупоров и залегающие ниже карстующиеся породы становятся открытыми для дополнительного доступа воды.

Активизации карста, как было отмечено выше, способствуют также многочисленные заброшенные открытые (карьеры) и подземные (штольни) выработки, где велась добыча гипса для получения алебаstra. Кроме того, сохранились очаги открытой и подземной кустарной добычи известняков во многих районах города (около автовокзала, в районе управления железной дороги, в Старой Уфе и других местах).

Второй фактор — один из наиболее существенных и является следствием неизбежных утечек из всех водонесущих коммуникаций (водопровод, канализация, теплосети). Расчеты показывают, что доля

этих утечек в питании подземных вод достигает 25–30, иногда до 50 % [Абдрахманов, Мартин, 1993]. Длительные утечки создают техногенные водоносные горизонты, что неизбежно ведет к активизации карстово-суффозионного процесса на потенциально предрасположенных к этому территориях. В результате на таких участках образуются провалы и проседания и, как следствие, происходят деформации трасс, зданий и сооружений, а также загрязнение подземных вод.

Подтверждением сказанному являются деформации здания «Дома пенсий» по ул. Галле, ГПТУ по ул. Нежинской, корпуса 10а приборостроительного объединения, домов 5а и 43 по ул. К. Маркса, бывшего кинотеатра «Луч», домов 4 и 25 по ул. Уфимское шоссе, двухэтажного жилого дома по ул. Траковой в с. Михайловка и др. Почти 80 % случаев карстовых провалов в г. Уфе и его окрестностях в той или иной мере связаны с утечками из водонесущих коммуникаций.

Деформации в конструкциях кирпичного трехэтажного корпуса профтехучилища по ул. Нежинской, построенного в 1968 г., появились уже при возведении корпуса и продолжались до 1987 года. Несмотря на предпринятые меры по усилению основания корпуса (защелачивание грунтов, стяжка металлическими поясами), деформации продолжались, и здание в 1987 г. было разобрано. Оказалось, что оно расположено на левом борту палеоруслa реки Уфы, выполненного неогеновыми глинами твердой и полутвердой консистенции с линзами гравия и прослоями песка. Мощность глин составляет 23,0–31,7 м. Кровля их вскрыта на глубинах от 6,0 до 10,0 м. В интервале глубин 52,6–68,5 м одной из скважин, пробуренной вблизи корпуса, в соликамских глинисто-карбонатных отложениях обнаружена карстовая полость, заполненная песчано-глинистым текучим водонасыщенным грунтом.

Обнаруженная карстовая полость первоначально являлась трещиной древнего бортового отпора, которая со временем расширилась путем растворения карбонатной составляющей отложений при нисходящей фильтрации вод из вышерасположенных водоносных горизонтов. Образовавшаяся полость при разрушении перекрывающего ее водоупора (глины неогена) приняла весь переносимый материал: глину, песок, обломки известняка. Следствием этого процесса явилось проседание грунтов под корпусом и деформация его конструкций вплоть до разрушения здания.

Вибрационное воздействие на грунты, нагрузки тяжелых технологических установок, движение автотранспорта, забивки свай и др. ведут к расширению старых трещин и возникновению новых, которые становятся активными путями инфильтрации, а также ускоряют

процесс обрушения сводов карстовых полостей и образования карстовых провалов.

Как уже отмечалось, происходит интенсивное химическое загрязнение атмосферы, поверхностных и подземных вод, почв и грунтов в городе и особенно в его промышленной зоне. В больших количествах в воздух выбрасывается окись углерода, соединения хлора, аммиак, метан, сероводород, диоксин и фенолсодержащие вещества, соединения тяжелых металлов и др. Они обнаруживаются в атмосферных осадках, а следовательно, попадают в грунтовые и поверхностные воды. В реки систематически сбрасываются промышленные стоки с большим содержанием различных загрязняющих веществ и соединений, которые создают исключительно агрессивную среду по отношению к карстующимся породам.

Факторы хозяйственной деятельности человека, препятствующие развитию карста:

- 1) ликвидация поверхностных карстопроявлений;
- 2) увеличение мощности водозащитного покрова над карстующимися отложениями;
- 3) создание искусственных водозащитных покрытий на улицах и территории промышленных предприятий (асфальтирование, бетонирование и др.);
- 4) упорядочение стока атмосферных вод путем создания ливневых коллекторов;
- 5) проведение целенаправленных инженерных противокарстовых мероприятий профилактического плана и ликвидационного тампонажа глубинных форм карста;
- 6) содержание в порядке подземных коммуникаций (водопроводной, канализационной, тепловой сетей и т.п.).

Многие поверхностные формы карста в городской черте в процессе застройки сnivelированы, засыпаны. Наиболее существенной и эффективной мерой противодействия карстово-суффозионный процессу является осуществление плановых мер противокарстовой защиты, то есть управление карстовым процессом по заранее разработанной методике.

Оценка степени устойчивости закарстованных территорий для строительства в Уфе производится путем системного анализа основных условий и факторов, определяющих активность и скорость развития карста. Разработанные региональные нормативно-методические документы позволяют с достаточной достоверностью вести оценку степени устойчивости закарстованных участков для строительства. Тем не менее, количество случаев аварийных и катастрофических

ситуаций за последние 25 лет неуклонно увеличивается. Средняя частота проявлений техногенных процессов и связанных с этим аварий составляет 11–17 лет со дня ввода сооружений в эксплуатацию, причем в 90-е годы наметилась тенденция к уменьшению этого времени и к увеличению количества аварийных объектов. В весенне-летнее время деформации оснований зданий и сооружений по этой причине происходят чаще, чем зимой. Основной их причиной в 70–80 % случаев являются техногенные факторы, вызывающие подтопление территории и, как следствие, активизацию развития карстово-суффозионного процесса.

Карст речных долин. Территория долин полностью находится в условиях развития перекрытого (камского) сульфатного и сульфатно-карбонатного карста.

Карстующиеся иренские гипсы, соликамские известняки и мергели в доплиоценовое время были выведены на поверхность и подвергались воздействию денудационных процессов (эрозия, карст, суффозия и др.), в результате чего на значительных площадях они были смыты, а их кровля сильно расчленена и закарстована.

Этому благоприятствовал глубокий каньонобразный врез палеорусел рек Белой и Уфы (до абсолютных отметок 0–20 м) — основных дренирующих систем и их многочисленных притоков. В бортовых зонах палеорусел активно развивались склоновые процессы, особенно карстово-суффозионные. Помимо склонов палеорусел высокая интенсивность карста и суффозии отмечалась на участках сохранившихся от размыва высоких останцов, сложенных сульфатными и карбонатными толщами (смешанный карст). В плиоцене этот сильно эродированный и закарстованный комплекс пород был погребен под мощной толщей преимущественно глинистых морских и суглинистых перигляциальных, песчано-гравийных аллювиальных, а также делювиальных отложений. В пределах переуглубленных русел рек Уфы и Белой (Лихачевский перешеек излучины рек Уфы и Белой, район стадиона «Нефтяник») мощность перекрывающих кинельских глин достигает 100–120 м, на остальной территории — в среднем 30–40 м, участками она не превышает 10–20 м (излучина Кузнецовского затона, Тергуловская излучина, часть Сипайловской излучины) или же полностью отсутствует. При этом перекрывающие отложения в основном залегают на размытой и корродированной поверхности гипсов и лишь участками — на сохранившейся от размыва известняково-мергелистой толще соликамского горизонта. В этом случае кинельский горизонт отсутствует или имеет небольшую мощность. Как правило, такие участки характеризуются большой плотностью поверхностных карстопро-

явлений и относительно небольшими их размерами (диаметр воронок от 5–10 до 25–30 м).

Развитие карста на данном этапе геологической истории в условиях долин главным образом зависит от состава и мощности перекрывающего глинистого чехла и во многом носит унаследованный характер. Поверхностные карстопроявления в основном являются отражением глубинных карстово-суффозионных процессов, наиболее активно развивающихся вдоль тектонических нарушений и бортов древних эрозионных врезов, участков вертикально восходящих перетоков карстовых вод (очаги разгрузки), особенно в пределах сохранившихся останцов соликамского горизонта в долине. При этом непременным условием является отсутствие или малая мощность (не более 5–10 м) глинистого неогенового чехла в перекрывающей толще или залегание песчано-гравийных отложений на гипсах.

Поверхностные формы карстопоявлений представлены в основном воронками блюдце- и чашеобразной, редко — конусообразной формы. Диаметр воронок от 15–20 до 150–180 м, иногда до 300–350 м, средний — 50–80 м, скопления воронок на отдельных участках образуют карстовые поля. Наиболее крупные воронки установлены в пределах Дудкинского, Максимовского (в долине р. Уфы) и Карюгинско-Алексеевского (в долине р. Белой) карстовых полей. Коэффициент закарстованности в долинах рек в пределах 17 карстовых полей изменяется от 0,02 до 0,21 (наибольший — в пределах Карюгинско-Алексеевского карстового поля). Плотность воронок от 6–7 до 100 на км².

Генезис воронок в пределах долин преимущественно карстово-суффозионный, но встречаются и коррозионно-провальные воронки.

Многочисленны не только поверхностные, но и глубинные формы этого типа карста, которые обнаруживаются при бурении скважин в долинах рек. Большое количество полостей отмечено также вдоль бортов палеодолин Белой, Уфы, Шугуровки. Как правило, частота встречаемости полостей увеличивается с приближением к участкам с поверхностными карстопоявлениями, которые следует рассматривать как отражение внутренней закарстованности массива. Высота полостей обычно 1–2, реже 3–4 м. Иногда встречаются полости до 6–10 м (при изысканиях на Софроновской пристани под мостовой переход обнаружена полость высотой 6,5 м). В целом, в долинах рек карстовый процесс протекает медленно, но на локальных участках он может быть весьма активным. В последнем случае он больше связан с суффозионным процессом, который провоцируется и сезонными колебаниями уровней подземных и поверхностных вод, то есть определяется режимом последних.

4.2.3. Анализ причин аварийных ситуаций (отказов оснований) с сооружениями, возведенными на закарстованных территориях г. Уфы

Благодаря достижениям инженерного карстоведения и разработке комплекса различных мер противокарстовой защиты, в последние 20 лет началась интенсивная застройка территорий, ранее считавшихся непригодными для строительства (присклоновые и склоновые участки), как с применением, так и без применения мер противокарстовой защиты. Естественно, строительное освоение сложной в инженерно-геологическом отношении территории города Уфы, с прокладкой многочисленных коммуникаций и их последующим обветшанием не могло не сказаться на активизации протекающих в естественных условиях карстовых и суффозионных процессов. Следствием является увеличение случаев отказа естественных оснований зданий и сооружений и их деформаций.

Систематизация и анализ причин отказов позволяет отнести их в основном к классу эксплуатационных, к группе техногенных (отрицательное воздействие на основания и фундаменты) и частично — к группе естественного развития процесса (эволюция инженерно-геологических и гидрогеологических условий); имеются случаи отказов оснований и фундаментов, которые относятся к группе «недостатки изысканий».

В пределах г. Уфы и его окрестностей со времени образования треста ЗапУралГИСИЗ, то есть с 1963 г., специалистами треста зафиксировано 22 случая отказов оснований и фундаментов, связанных с карстовыми и карстово-суффозионными процессами и явлениями. Общая характеристика этих случаев приведена в табл. 17. В большинстве случаев отказов оснований и фундаментов по причине проявлений карста предпринимаемые меры противокарстовой защиты (ПКЗ) позволяют продолжить эксплуатацию зданий и сооружений. Лишь в 4 случаях (18,2%) здания были снесены, в том числе и после выполнения мер ПКЗ (спортзал и мастерские ПТУ по ул. Нежинской); в одном случае было перенесено место строительства (трамплин на ул. Менделеева), после того как при подрезке склона образовался в котловане провал-оползень. Постоянных наблюдений (мониторинга) за деформациями пород основания, режимом подземных вод и деформациями фундаментов и конструкций зданий и сооружений не ведется ни по одному из аварийных объектов; временные, в том числе и многолетние, были выполнены в 6 случаях (27,3%).

Типичным примером отказа оснований фундаментов вследствие недостаточной инженерно-геологической изученности площадки

Продолжение таблицы 17

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
3	5-ти эт. жилые дома № 5а и 43а по ул. К маркса и Фрунзе	1966 1984	+	+			+			+				+	+	+	+	+	+	+	+	+
4	Корпуса Б, В, Г на заводе им. Кирова	1974	+	+			+			+				+	+	+	+	+	+	+	+	+
5	Здание библиотечного техникума	1939	+	+			+			+			+		+	+	+	+	+	+	+	+
6	Спортзал и мастерские ПТУ на ул. Нежинской	1975	+	+		+	+				+	+			+	+	+	+	+	+	Чесноко	
7	Школа № 96 в с. Михайловка	1963	+	+		+	+		+			+										
8	2-х эт. жилой дом №7 по ул. Садовой	1970	+	+		+	+		+				+		+	+	+	+	+	+	+	+
9	2-х эт. дом №13 по ул. Вокзальной	1966	+	+			+		+				+		+	+	Чесноко	Чесноко				
10	Кухня противотуберкулезного диспансера	1965	+	+			+						+		+	+		Чесноко	Чесноко			
11	Трамплин	1965	+	Провал при опознать	Провал при опознать					+			+		+	+		Чесноко	Чесноко			
12	Площадка строительства корпуса 10-10а УИПО	1968	+			Провал				+			+		+			Чесноко	Чесноко			

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
13	Здание кинотеатра «Луч»	1953 1979		+			+	+		+			+		+		+			+		+
14	Котельная для ТРЗ	- 1978			+				+			+					+	+				
15	2-х эт. жилой дом в д. Алексеевка	- 1986	+				Онажились свая +					+						+				
16	Частные дома на Уф. шоссе (ул. Са-янская)	- 1975	+	серия про-валов				+					+		+	Чесены						
17	Насосная станция БОС завода УНПЗ им. XXII партсъезда	- 1981	+	ванне					+			+					+	+	+		+	
18	Здание Дома проф-союзов на ул. К.Маркса	- 1986			+					+					+		+	+		+		
19	Железнодорожное полотно на УМПО	- 1988	+						+			+						+		+		
20	5-ти эт. жилой дом № 43 по ул. 50 лет СССР	- 1991	+					+					+		+		+			+		
21	Корпус 10-10а УППО	- 1980		+						+			+		+			+		+		+
22	9-ти эт. жилой дом 5 в микрорайоне «ЦЭС-2»	1976 1976		+		+	+			+			+		+			+		+		+

является отказ основания здания Центра социальной защиты населения РБ и, как следствие, его деформация. Здание построено в 1977 г. в условиях развития закрытого подкласса карбонатно-сульфатного карста на участке вертикальных нисходящих перетоков подземных вод из верхней терригенной части шешминского горизонта в нижнюю карбонатную. В доплиоценовое время здесь образовалась карстовая воронка, позднее заполненная общесырцовыми суглинками. До строительства здания на этом месте существовало карстовое озеро, которое было засыпано грунтом (рис. 33). Этого не было установлено в процессе изысканий. В результате здание построено прямо на древней воронке на свайном фундаменте с монолитным железобетонным ростверком высотой 0,5 м без достаточных мер противокарстовой защиты.

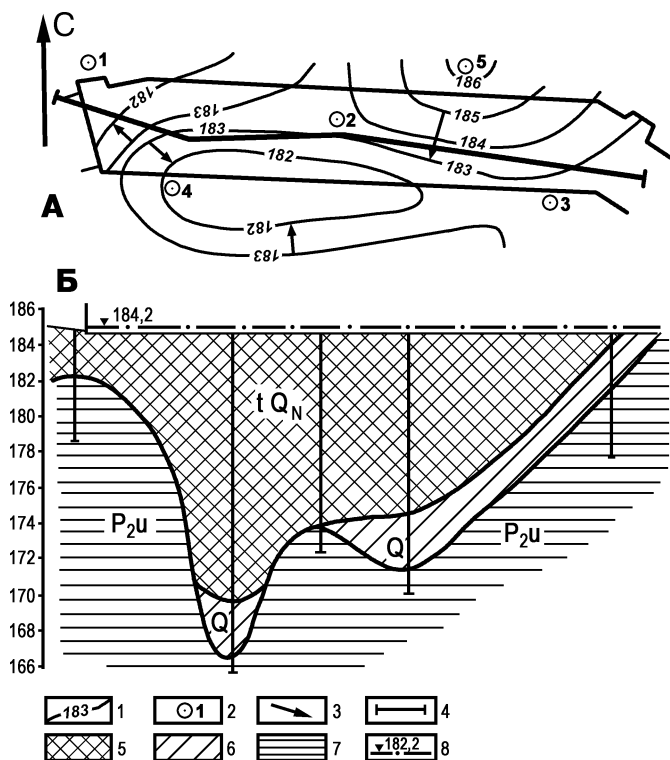


Рис. 33. Карта гидроизогипс на 14.04.86 г. (а) и геолого-литологический разрез (б) на участке здания Центра социальной защиты населения РБ

1 – гидроизогипсы; 2 – скважина и ее номер; 3 – направление потока подземных вод; 4 – линия разреза; 5 – насыпной грунт; 6 – суглинки; 7 – глины; 8 – уровень подземных вод (цифра – абсолютная отметка в м)

Через 2 года после ввода в эксплуатацию начались деформации фундаментов и самого здания из-за оседания грунтов в центре воронки (рис. 34). Этому во многом способствовал резкий подъем уровня грунтовых вод вследствие утечек из многочисленных коммуникаций, проложенных по ул. Округа Галле и Р. Зорге, и подпора грунтового потока построенным зданием.

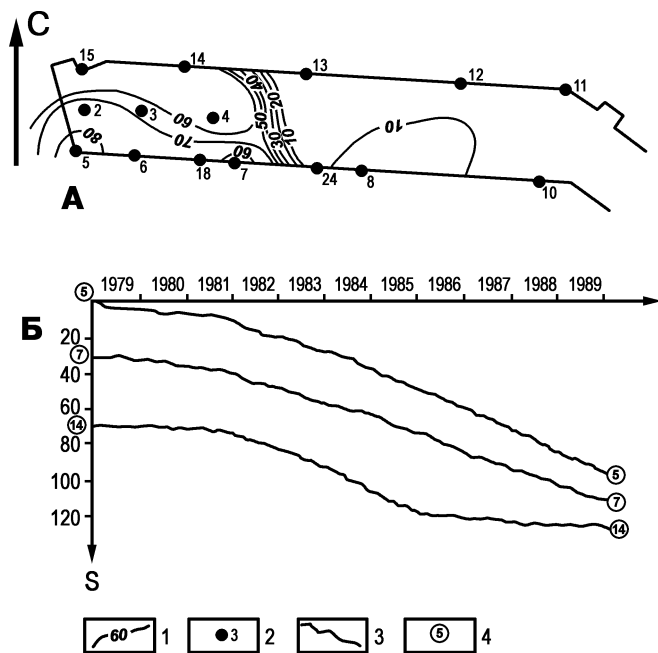


Рис. 34. Карта изолиний вертикальных осадок реперов (а) и график хода осадок за период с 1979 по 1989 гг. (б) здания Центра социальной защиты населения РБ

1 — изолинии равных осадок; 2 — репер и его номер; 3 — кривая осадок; 4 — номер репера

Принятые меры по усилению самого здания бандажами и передаче нагрузки на коренные борта воронки путем погружения многосекционных свай (по методике НИИПромстрой) дали временный эффект стабилизации. Через 3 года осадки и деформации здания возобновились и продолжают до настоящего времени. К тому же здание дало значительный крен (16 см) и в связи с этим было признано аварийным. Была предпринята еще одна попытка спасти его путем усиления

основания методом тампонажа и разуплотненных зон. Однако деформации здания продолжают, и принято решение о его сносе.

Другой пример — дом № 193 по ул. Интернациональной (рис. 35). Расположен в условиях перекрытого сульфатно-карбонатного подкласса карста. Кровля карстующихся карбонатных соликамских пород залегает на глубине 20,2–23,7 м, иреньских гипсов — на глубине 42,7–65,2 м. Карстующиеся породы перекрыты общесыртовыми глинами и четвертичными аллювиальными суглинками общей мощностью 20–23 м. Грунтовые воды залегают на глубине 0,5–7,8 м. Карстовые воды в гипсах напорные. Величина напоров от 36,2 до 54,2 м и достигает уровня грунтовых вод. Агрессивность грунтовых вод по отношению к гипсам — от 0,7 до 1,0 г/л. В сентябре 1984 г. в 7 м к С–В от угла дома образовался карстовый провал в форме колодца диаметром около 4,5 м, глубиной 12 м, на ликвидацию которого ушло 340 м³ грунта.

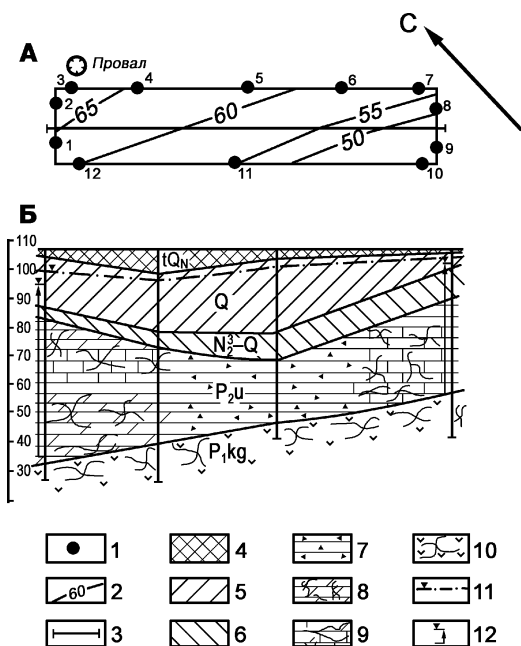


Рис. 35. План изолиний равных осадок на 30.12.93 г. (а) и геологический разрез основания дома № 193 по ул. Интернациональной в г. Уфе (б)

1 — стенная марка и ее номер; 2 — изолинии равных осадок; 3 — линия разреза; 4 — насыпной грунт; 5 — глина (Q); 6 — глина ($N_3^2-Q_1$); 7 — глина (P_2u); 8 — мергель выветрелый; 9 — известняк разрушенный; 10 — гипс; 11 — уровень грунтовых вод; 12 — величина напора карстовых вод

Проведенными после образования провала дополнительными изысканиями на глубине 38–78 м от поверхности вскрыта карстовая полость площадью 450 м² и ориентировочным объемом 4000 м³. Дом № 193 построен на борту древней карстовой воронки размером 25×50 м чашеобразной формы без каких-либо конструктивных мер противокарстовой защиты.

После образования провала был проведен комплекс дополнительных инженерно-геологических изысканий и принято решение провести усиление основания путем тампонажа карстовых полостей вокруг дома. Однако принятая технология бурения тампонажных скважин с водой привела к разуплотнению карбонатной части разреза, и вместо стабилизации осадок произошла их активизация (рис. 36).

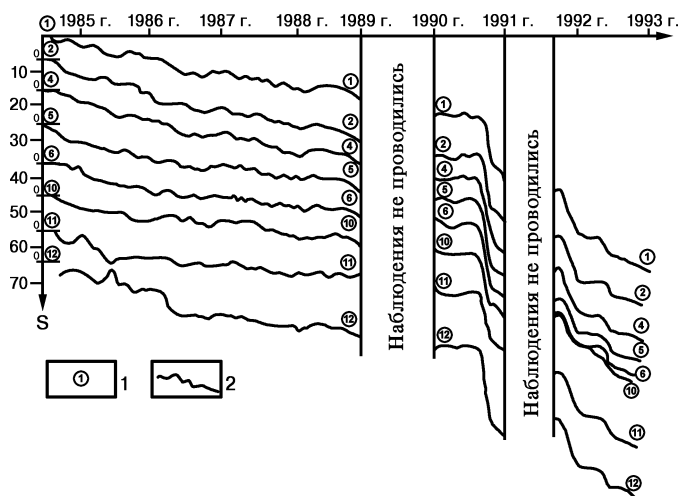


Рис. 36. График осадок фундамента дома № 193

1 — номер стеновой марки; 2 — кривая осадков

Таким образом, обзор основных случаев отказов оснований и фундаментов на территории г. Уфы позволяет сделать однозначный вывод, что подавляющее большинство их связано с активизацией опасных геологических процессов вследствие нарушения природного геолого-гидрогеологического равновесия в результате утечек из водонесущих коммуникаций и явлений подтопления.

К сожалению, много случаев отказов связано с недостаточной инженерно-геологической изученностью и отсутствием прогнозов

возможной активизации опасных геологических процессов и, как следствие, непринятием мер противокарстовой защиты. Примененные меры противокарстовой защиты при отказах оснований и фундаментов в виде усиления фундаментов (дополнительные сваи), самих зданий (бандажи) и основания (тампонаж полостей, силикатизация и зашпачивание грунтов) в основном не дали ожидаемого эффекта.

Освоение потенциально опасных для активизации геологических процессов территорий и бесконтрольная эксплуатация построенных зданий и сооружений недопустимы. Необходимы создание сети городского карсто- и гидрогеомониторинга, дальнейшее совершенствование методики изысканий, проектирования и строительства в условиях развития опасных геологических процессов.

Наиболее существенной и эффективной мерой воздействия на карстово-суффозионный процесс является осуществление плановых мер противокарстовой защиты, то есть управление карстовым процессом по заранее разработанной методике. Такие меры противокарстовой защиты проводятся на Уфимском карстовом косогоре для защиты железной дороги практически со времени ввода ее в эксплуатацию и включают:

- а) систематическое инженерно-геологическое наблюдение;
- б) отвод разгружающихся выше по склону подземных вод и формирующегося стока талых и дождевых вод через систему искусственных сооружений (шахты, штольни);
- в) искусственную ликвидацию поверхностных карстопроявлений и заполнение полостей под путями путем тампонажа.

Меры инженерной защиты закарстованных оснований зданий и сооружений в последние годы начали достаточно широко применяться в г. Уфе в связи с участвовавшими аварийными ситуациями. Наиболее часто применяется метод тампонажа закарстованного массива под зданиями (9-этажный дом по ул. Вологодской, корпус 10а приборостроительного завода). Комбинированные методы: тампонаж в сочетании с погружением многосекционных свай и закреплением здания бандажами применены на доме № 4 по Уфимскому шоссе, здании Министерства социальной защиты населения РБ. Для проведения тампонажных работ привлекались специализированные организации из г. Краснодона (Украина), г. Березовска (Свердловская область). Вследствие безграмотного проведения этих работ, эффекта стабилизации не достигнуто ни на одном объекте.

Возможность активизации карста следует учесть и при намечающемся строительстве метрополитена. Первый этап изысканий (1982 г.) под ТЭО метро глубокого заложения от остановки «Строительная» до

ж/д станции «Бензин» показал, что участки пересечения трассой склонов долины р. Уфы и ее палеодолины являются опасными или потенциально опасными в карстовом отношении для будущей линии метро.

При варианте глубокого заложения метро применение конструктивных мер противокарстовой защиты практически невозможно. К тому же по трассе в районе улиц Российской и Руставели выявлен участок, который оценивается как неустойчивый в карстовом отношении и непригодный для строительства метро. Из-за сложности геолого-гидрогеологических условий отдельных участков и, самое главное, большой стоимости, первый вариант прокладки трассы не был одобрен.

Проведенные позже (1987–1988 гг.) изыскания под метро мелкого заложения (до 15 м) по несколько иной трассе (смещенной полностью под проспект Октября) показали, что геолого-гидрогеологические условия строительства здесь в основном благоприятные. Лишь на трех небольших участках пересечения со склонами палеоэрозионных форм строительство тоннеля потребует применения конструктивных мер противокарстовой защиты.

В настоящее время по инициативе мэрии города вновь прорабатывается проект метро глубокого заложения, но по последнему варианту трассы. Проект обосновывается тем, что при строительстве метро по варианту мелкого заложения сооружение станций будет вестись открытым способом. Строительство метро в этом случае парализует движение городского транспорта по проспекту Октября на многие годы.

В существующих геолого-гидрогеологических условиях (с минимальным воздействием на геологическую среду, в частности на активизацию карста) более оптимальным является вариант метро мелкого заложения [Абдрахманов, Мартин, 1993].

Таким образом, широкое развитие на территории г. Уфы карстово-суффозионных процессов и связанные с ними проявления поверхностных и подземных форм (воронки, провалы, слепые овраги, каверны, полости и пещеры) являются следствием не только естественных, но и активных техногенных факторов, причем воздействие последних во многом соизмеримо с природными. Совместное воздействие техногенного и естественного процессов ведет к резкому усилению карста и суффозии. Такие условия характерны для склоновых и присклоновых участков, где происходят перетоки грунтовых вод в нижезалегающие карстовые водоносные горизонты.

Зоны перетекания подземных вод и поглощения поверхностного стока вдоль склонов долин рек являются и потенциальными очагами

загрязнения карстовых вод. Разгрузка этих вод в условиях перекрытого карста происходит вдоль палеорусел или через «гидрогеологические окна» в пределах долин рек Белой и Уфы, то есть уже в настоящее время имеются постоянные очаги питания аллювиальных вод загрязненными карстовыми водами, а следовательно, постоянного подтока их к существующим инфильтрационным водозаборам.

4.2.4. Усиление оснований и фундаментов

Деформации ряда зданий в г. Уфе потребовали выполнения дополнительных изысканий, разработки новых технических решений, обеспечивающих усиление оснований и фундаментов этих зданий.

В качестве примера можно привести дом № 25 в микрорайоне «ЦЭС–2». Первоначальные изыскания показали, что карстующиеся породы залегают на небольшой глубине (22–34 м). Однако степень закарстованности основания дома была оценена в недостаточной мере. В 1978 г. перед сдачей дома в эксплуатацию начались его деформации. В результате дополнительных изысканий выяснилось, что вследствие недоучета различной мощности насыпных грунтов на площадке несущая способность свай по противоположным продольным осям фундамента оказалась неодинаковой. Кроме того, в районе северного торца здания были обнаружены незаполненные карстовые полости. С целью стабилизации деформаций дома было выполнено усиление фундамента многосекционными сваями. Для заполнения выявленных карстовых пустот пробурено четыре скважины глубиной 26 м, в которые было закачено 14 м³ раствора следующего состава: цемент М400 — 200 кг, песок — 100 кг, глинопоророшок — 65 кг и вода — 460 л. Описанный случай является примером того, что изыскания закарстованных площадок требуют большей тщательности и затрат с целью выявления истинной закарстованности массива под основанием фундаментов.

Серьезная авария произошла с 5-этажным кирпичным зданием Министерства социальной защиты населения РБ, расположенным в южной части г. Уфы на закарстованной территории III категории устойчивости. На площадке имелись карстовые воронки, засыпанные суглинистыми грунтами и строительным мусором в период реконструкции и застройки территории. Возраст насыпных грунтов к моменту строительства здания составил 6–7 лет, мощность их в пределах контура здания изменялась от 6 до 13 м. Подземные воды находились на глубине более 10 м. Под насыпными грунтами залегали

глинистые отложения раннечетвертичного и уфимского возраста мощностью 25–30 м с линзами и прослоями песчаников, известняков и мергелей.

Фундамент здания был выполнен из забивных висячих железобетонных свай длиной 16–20 м, сечением 30×30 см и несущей способностью 600 кН. В 1977 г. здание было построено и сдано в эксплуатацию без каких-либо признаков деформаций. Через 2 года эксплуатации оно начало деформироваться вследствие резкой просадки свайного фундамента под средней несущей стеной на участке длиной 23 м. Общая величина просадки составила примерно 0,3 м, что вызвало развитие трещин по всему зданию. Обрушение перекрытий в пределах цокольного и первых этажей не произошло благодаря мощному ригелю, уложенному вместо перемычки над дверным проемом, оказавшемуся над карстовой воронкой. Эксплуатация здания была временно приостановлена.

Анализ проекта, материалов изысканий и строительной технологической документации не выявил ошибок, нарушений или отступлений от действующих норм и правил. В противном случае деформации проявились бы еще в 1977 г., а не спустя 2 года. Дополнительными изысканиями было установлено, что локальная осадка группы свай произошла в зоне карстовой воронки из-за подвижки насыпного грунта, вызванной повышением уровня грунтовых вод на 8–9 м после инженерного освоения и застройки прилегающей территории.

Усиление основания и фундамента здания было выполнено подведением под него в пределах деформированного участка стены дополнительных многосекционных железобетонных свай сечением 30×30 см. Сущность метода усиления заключалась в передаче всей нагрузки от здания на спаренные многосекционные сваи с помощью поперечной стальной балки. Подведение дополнительного свайного фундамента несущей способностью около 700 кН позволило полностью прекратить деформации здания и даже вернуть просевшую часть здания в первоначальное положение с закрытием трещин. Однако, поскольку главная причина деформации здания (активизация карстово-суффозионного процесса в известняках на глубинах 25–30 м) не была устранена, деформации через некоторое время возобновились, и в настоящее время решается вопрос о сносе этого здания.

Опыт изысканий, проектирования и строительства любых зданий и сооружений на территориях, сложенных карстующимися породами, показал необходимость проведения специальных изысканий с последующим районированием этих территорий по степени устойчивости и пригодности для строительства.

Надежность строительства зданий на закарстованных территориях, таким образом, обеспечивается более глубоким изучением карстово-суффозионного процесса, использованием качественно новых и современных методов решения задач во время изысканий, проектирования, строительства и эксплуатации. Это позволяет заблаговременно учесть возможность проявления техногенного карста, исключить его отрицательные последствия, а в тех случаях, когда он все же приводит к деформациям зданий и сооружений, быстро и эффективно преодолеть аварийные ситуации.

4.3. Карст и гидротехническое строительство

Карстовые процессы в неглубокозалегающих известняках и гипсах позднего палеозоя являются главным фактором, определяющим условия гидротехнического строительства на реках Башкортостана, значительная часть территории которого (около 50 %) поражена карстом.

4.3.1. Опыт крупного гидротехнического строительства

Опыт мирового и российского гидротехнического, особенно гидроэнергетического строительства, свидетельствует о дренирующей опасности карста, которая приводит к утечке воды из водохранилища. В практике гидростроительства в Испании (плотины Мария-Кристина, Монте-Хаке, Камараза), Франции (Сен-Гильельм-ле-Дезер), США (Хэлс-Бар, Ланьер) и других странах имеются случаи полного поглощения карстующимися породами воды из высоконапорных водохранилищ [Гвоздецкий, 1972].

Борьба с фильтрационными потерями из водохранилища на реке Теннесси (плотина Хэлс-Бар) продолжалась восемь лет (1905–1913 гг.), потом еще 13 лет длилось уплотнение основания плотины. Только применение сложных противофильтрационных мероприятий в основании и бортах долин, (битумные, цементационные и другие противофильтрационные завесы) позволили создать гидроэнергетические каскады на р. Теннесси в США, в карстовых районах Югославии и др.

Богатый опыт гидроэнергетического строительства имеется в бывшем СССР и России. Специальные инженерно-геологические исследования, как отмечает А. Г. Лыкошин [1968], позволили принимать верные и зачастую весьма смелые решения при строительстве плотин в сильнозакарстованных районах.

Павловская ГЭС на р. Уфе — первая крупная гидроэлектростанция, построенная на сильнозакарстованных породах [Лыкошин, 1959]. При строительстве этой плотины впервые в отечественной практике были выполнены большие работы по устройству глубоких противофильтрационных цементационных завес в сильнотрещиноватых и закарстованных породах (рис. 37).

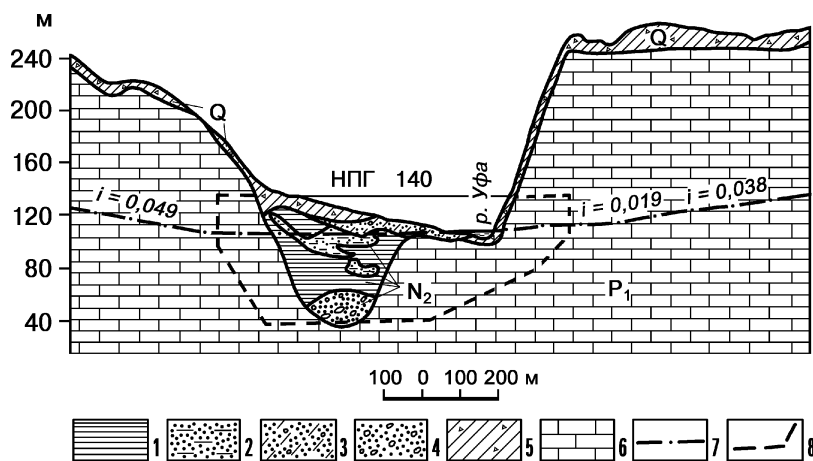


Рис. 37. Геолого-гидрогеологический разрез по створу Павловской плотины [Лыкошин, 1959]

1–6 — водоносные породы: 1 — глины, 2 — пески глинистые, 3 — песчано-гравийные отложения с суглинистым заполнителем, 4 — гравийно-галечниковые отложения, 5 — суглинки со щебнем, 6 — известняки; 7 — уровень грунтовых вод и его уклон; 8 — контур цементационной завесы. В несколько этапов проводились противофильтрационные работы на плотине Белорецкого водохранилища на р. Белой [Соколов, 1948; Якушова, 1948].

Изыскания под данный проект проводились в 1940–1944, 1949–1950 гг. московским отделением института «Гидропроект». В 1950 г. началось строительство гидроузла, в ходе которого продолжались исследования, необходимые для составления рабочих чертежей. Водоохранилище вступило в эксплуатацию в 1960 году. Параметры его следующие. Полный объем водохранилища составляет 1,4 млрд. м³, а полезный — 950 млн. м³. Оно обеспечивает сезонное, недельное и суточное регулирование стока р. Уфы, аккумулируя до 16 % весеннего стока. Площадь водосбора р. Уфы в створе водохранилища составляет 47,1 тыс. км², что равняется 89 % водосбора реки. Площадь зеркала водохранилища 116 км² при максимальной ширине 1750 м (средняя

770 м) и глубине 35 м в приплотинной части (средняя 12 м). Годовая амплитуда колебания уровня 11 м. Наполнение водохранилища происходит в апреле — мае, а сброс начинается в январе и продолжается до 140 сут. Максимальный спад уровня — 9,5 см/сут. Нормальный подпорный уровень водохранилища — 140 м. Уклон водной поверхности в нижнем течении — $4,4 \times 10^{-6}$. Химический состав воды сульфатно-гидрокарбонатный магниевый-кальциевый, минерализация 0,21–0,41 г/л, рН = 7,6–8,3 [Абдрахманов, 1994].

В Башкортостане имеется значительный опыт изысканий и строительства малых и крупных водохранилищ в районах развития карста. Успешно эксплуатируются Павловская плотина на р. Уфе, Нугушская на р. Нугуш (рис. 38) и др. Строится в условиях сильной закарстованности Юмагузинское водохранилище на р. Белой (рис. 39). Оно характеризуется следующими параметрами. Высота плотины 63,5 м, напор на сооружении (максимальный) 60 м, объем водохранилища при ФПУ — 890 млн. м³, при НПУ — 295 млн. м³, мертвый объем — 21 млн. м³. Абсолютная отметка уровня воды при ФПУ — 270 м, НПУ — 253 м. Площадь зеркала при ФПУ — 34,5 км², НПУ — 17,3 км², средняя глубина водохранилища 26 м, протяженность 57 км.

В геоморфологическом отношении створ плотины находится у выхода р. Белой из гор. Долина имеет глубокий врез (150–200 м), ящикообразный, асимметричный поперечный профиль с крутым обрывистым левым склоном и выположенным правым.

Выбранный вариант створа плотины Юмагузинского водохранилища находится в сложных инженерно-геологических условиях. В структурно-тектоническом отношении он расположен на западном краю Западно-Уральской внешней зоны складчатости, конкретнее — на западном крыле Кузнецовской антиклинали, разбитой серией тектонических нарушений, в том числе субширотным тектоническим разломом, по которому и произошел прорыв р. Белой в Предуралье.

В геологическом строении участка гидроузла участвуют карбонатные толщи нижнего и среднего карбона, представленные известняками, доломитами, доломитизированными известняками, нередко битуминозными, с редкими желваками и линзами кремней и богатой фауной. Вся карбонатная толща закарстована. Каверны и полости заполнены дресвяно-щебнистым суглинистым материалом, нередко с известняково-доломитовой мукой.

Долина реки Белой выполнена четвертичными и неогеновыми отложениями. Бурением и геофизическими исследованиями в ее пределах выявлено домиоценовое палеоруло с глубиной вреза в карбонатные толщи до 80 м, прижатое к правому борту долины. Палеоруло заполнено

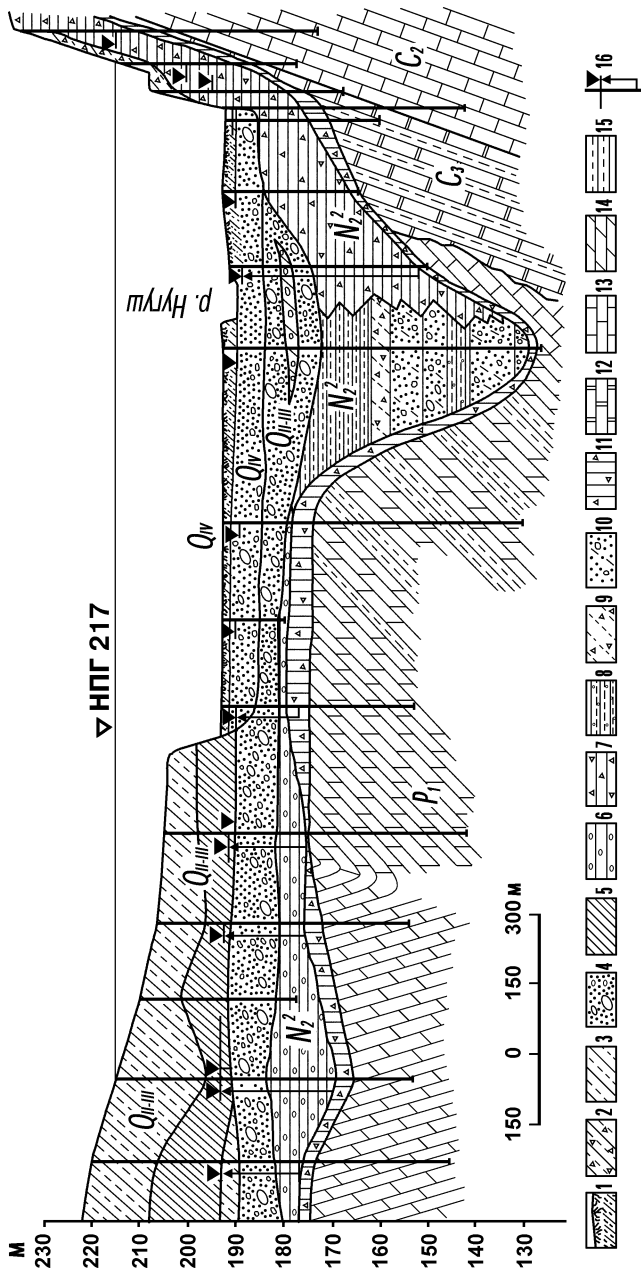


Рис. 38. Геолого-литологический разрез по оси Нугушской плотины [Арцев, 1979]

1 — водовмещающие породы; 2 — суглинки перигляциальные, 2 — суглинки со щебнем, 3 — суглинки делювиальные, 4 — гравийно-галечные отложения с валунами, 5 — глины, 6 — глины с гравием, 7 — глины со щебнем, 8 — глины с гравием и щебнем, 9 — щебень и дресва, 10 — пески глинистые с гравием, 11 — глины со щебнем, 12 — доломиты, 13 — известняки, 14 — мергели, 15 — алевролиты; 16 — скважины; а) уровень подземных вод, б) стрелка соответствует напору вод

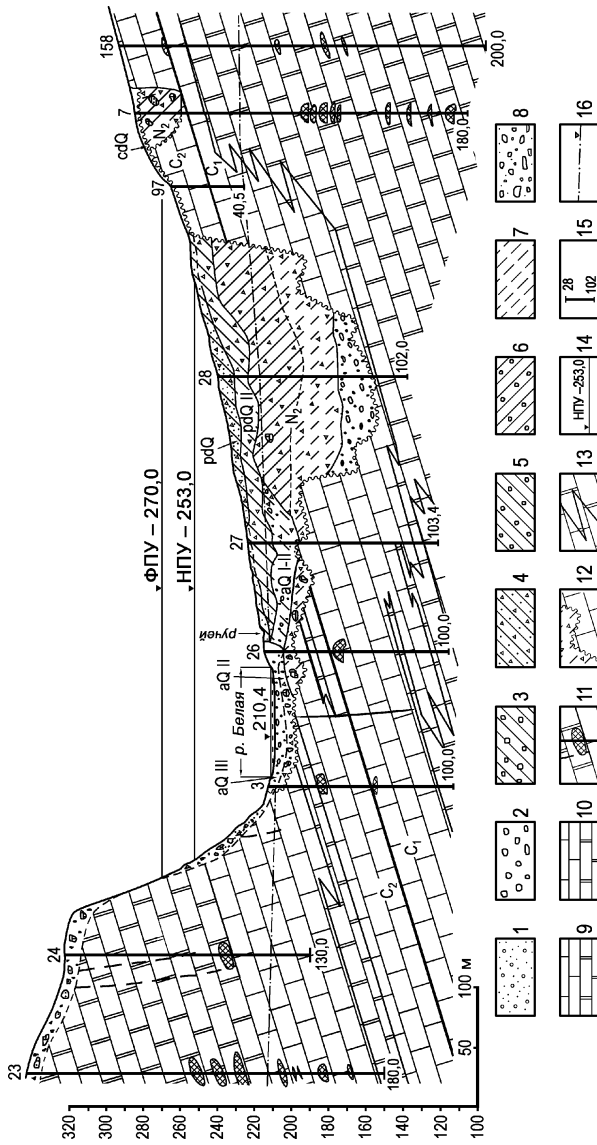


Рис. 39. Гидрогеологический разрез по оси плотины Югузинского водохранилища (Мартин [2000 г.]

1–10 — водоносные породы; 1 — четвертичные аллювиальные галечниково-галечные отложения с песчаным заполнителем, 2 — четвертичные аллювиальные галечники с гравием, 3 — древние четвертичные аллювиальные глины с включением гравия, галек и щебня карбонатных пород, 4 — четвертичные пролювиально-делювиальные суглинки с дрсевой и щебнем карбонатных пород, 5 — четвертичные пролювиально-делювиальные глины с включением щебня и глыб карбонатных пород, 6 — плиоценовые глины с включением щебня и глыб карбонатных пород, 7 — плиоценовые щебнисто-галечные грунты с глинистым заполнителем, 8 — плиоценовые валунно-галечные грунты, 9 — среднекаменноугольные известняки и доломиты, 10 — нижнекаменноугольные известняки и доломиты; 11 — заполненные карстовые полости; 12 — геологическая граница с разрывом; 13 — средне- и нижне-ПУ 270,0 м; 14 — НПУ — нормальный подпорный уровень 253,0 м; 15 — ФПУ — форсированный ПУ 270,0 м; 16 — буровая скважина, ее номер и глубина; 16 — уровень подземных вод

миоценовыми и верхнеплиоценовыми глинистыми отложениями мощностью до 30 м с включениями дресвы, щебня, глыб и галек и прослоями валунно-галечниковых грунтов с песчаным заполнителем мощностью до 25 м. Эти отложения подстилаются аналогичным базальным горизонтом в основании палеорусла мощностью 20 м.

Верхняя часть разреза, выполняющего долину в районе современного русла, сложена плейстоценовыми гравийно-валунно-галечниковыми отложениями кремнисто-кварцево-карбонатного состава с песчаным заполнителем мощностью до 20 м. Они перекрыты суглинками с включениями гравия, щебня, песка, гальки мощностью до 5 м и фациально замещающими суглинки голоценовыми песками с включениями гравия, гальки мощностью до 5 м.

В пределах участка гидроузла к четвертичным и неогеновым отложениям приурочен сложный водоносный комплекс, состоящий из линз, прослоев и слоев гидравлически взаимосвязанных друг с другом и одновременно с бассейном карстовых вод в подстилающих карбонатных толщах среднего и нижнего карбона. Все они, в свою очередь, находятся под дренирующим влиянием р. Белой (см. рис. 39).

К аллювиальным, аллювиально-делювиальным и делювиальным отложениям приурочен горизонт грунтовых вод. Водовмещающими среди аллювиальных толщ являются галечниково-гравийные отложения с песчаным заполнителем и включениями валунов. Коэффициент фильтрации их изменяется от 36,3 до 128,6 м/сут (средний — 64,1 м/сут). Мощность водоносного горизонта до 10 м. В толще аллювиально-делювиальных образований водовмещающими являются глины и суглинки с включениями гравия и линзами песка, а в толще делювиальных — глины и суглинки со щебнем и обломками карбонатных пород. Мощность водоносного горизонта от 3–5 до 18 м. Коэффициент фильтрации пород изменяется от 0,05 до 0,40 м/сут.

Неогеновый водоносный горизонт представляет собой слоистую пачку, выполняющую палеоруслу р. Белой. Водовмещающими являются галечниково-гравийные отложения с глинистым заполнителем, а также глинистые грунты с большим содержанием щебня и прослоями песка. Суммарная мощность водоносной толщи около 40 м.

Подземные воды напорные. Величина напора 14–28 м, коэффициент фильтрации глинистых грунтов 0,05 м/сут, галечниково-гравийных — до 10 м/сут.

Подземные воды неогеново-четвертичных отложений по составу гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 0,5 г/л.

Формирование подземных вод в неогеновых отложениях происходит за счет атмосферных осадков и разгрузки карстовых вод из

карбонатных толщ, слагающих борта палеоруслу, разгрузка — в аллювиальный горизонт грунтовых вод.

Бассейн карстовых вод, приуроченный к карбонатным толщам нижнего и среднего карбона, является единой гидравлической системой с классическим гидродинамическим профилем, то есть полным набором зон циркуляции (вертикальной, переходной, горизонтальной, сифонной и глубинной).

Питание карстовых вод происходит за счет инфильтрации и инфлюации выпадающих атмосферных осадков и, частично, за счет поглощения поверхностного стока р. Белой. Пути движения являются трещины и карстовые каналы. Разгрузка карстовых вод происходит в русловые отложения и в р. Белую.

Карстовые воды безнапорные за исключением палеоруслу р. Белой, где величина напора достигает 60 м. Поток карстовых вод направлен в сторону р. Белой с гидравлическим уклоном 0,0958–0,0187 от левого борта и 0,0671–0,0196 — от правого.

Карбонатный массив на участке будущего гидроузла в левобережном примыкании плотины (ниже древнего базиса дренирования — абсолютная отметка 140 м), то есть в зоне сифонной циркуляции — слабоводопроницаемый. Выше, между древним и современным базисом дренирования, в зоне горизонтальной циркуляции — водопроницаемый. На уровне современного базиса, в зоне колебания уровня — сильноводопроницаемый (>1 л/мин). А в зоне вертикального движения — преимущественно слабоводопроницаемый с отдельными локальными сильноводопроницаемыми зонами от 1,04 до 3,13 л/мин (см. рис. 39).

В правобережном примыкании плотины карбонатный массив в зоне горизонтальной и переменной циркуляции характеризуется в основном как слабоводопроницаемый. В его пределах встречаются отдельные водопроницаемые и сильноводопроницаемые интервалы. В пределах зоны вертикальной циркуляции преобладают интервалы водопроницаемые с отдельными массивами слабо- и даже практически непроницаемых карбонатных пород (см. рис. 39).

В пределах днища долины карбонатный массив имеет сравнительно невысокие значения коэффициентов фильтрации от 1 до 10 м/сут, редко до 100 м/сут. Последние характерны для зоны тектонического нарушения, наличие которой доказано геофизическими исследованиями и бурением скважин.

На участке гидроузла и по всей чаще Юмагузинского водохранилища широко развит карбонатный карст. Для его развития здесь имеются все 4 условия по Д. С. Соколову [1962].

Согласно схеме типизации карста (см. рис. 25) в зоне гидроузла развит карбонатный покрытый подэлювиально-делювиальный подкласс карста с участками голого вдоль склонов долины р. Белой и перекрытого по ее дну.

В соответствии со схемой районирования карста Башкортостана (см. рис. 27) Юмагузинское водохранилище и его плотина находятся в пределах карстовой провинции Западно-Уральской внешней зоны складчатости.

В зоне гидроузла поверхностные карстопроявления отсутствуют. На правобережье бурением обнаружена погребенная карстовая депрессия и многочисленные глубинные карстопроявления, последние наблюдаются также и на левобережье.

Размеры обнаруженных бурением и подтвержденных геофизическими исследованиями карстовых полостей в основном не превышают 1, реже 2 м и очень редко 3 м и более. Причем в большинстве своем они заполнены остаточными продуктами выщелачивания и обрушения сводов полостей (щебень, дресва, карбонатная мука).

Построенные графики зависимости размеров вскрытых карстовых полостей и их положения в разрезе от глубины в створе плотины (рис. 40) позволили выявить следующие закономерности:

- 1) большинство вскрытых полостей (65 %) сосредоточено в интервалах 140–220 м (абсолютные отметки), то есть между современным и древним базисами коррозии, и только 10 % ниже древнего и 25 % — выше современного;
- 2) карстовые полости размером до 1 м в 65 % случаев разбросаны по всему изученному разрезу, а полости крупнее 1 м в 35 % случаев сосредоточены в интервале между древним и современным базисами коррозии;
- 3) подавляющее большинство карстовых полостей (90 %) расположено ниже НПУ будущего водохранилища, поэтому будут служить каналами обходной фильтрации.

По данным лабораторных исследований коэффициента объемной закарстованности, массив карбонатных пород в зоне гидроузла оценивается как сильно закарстованный. Особенно сильно закарстован участок скалистого склона долины р. Белой у левобережного примыкания плотины, где он разбит многочисленными трещинами тектонического и экзогенного происхождения. По тектоническим трещинам карбонатные породы превращены в катаклазиты (дресву и щебень) с глинистым заполнителем (известково-доломитовая мука). Часть глинистого заполнителя имеет вторичное происхождение. Он проник по трещинам и карстовым пустотам в период акачагыльской ингрессии

моря. Трещины имеют унаследованный характер; по ним образовались карстовые полости и пещеры, вскрытые при проходке водоотводного тоннеля и сооружении водоприемного колодца.

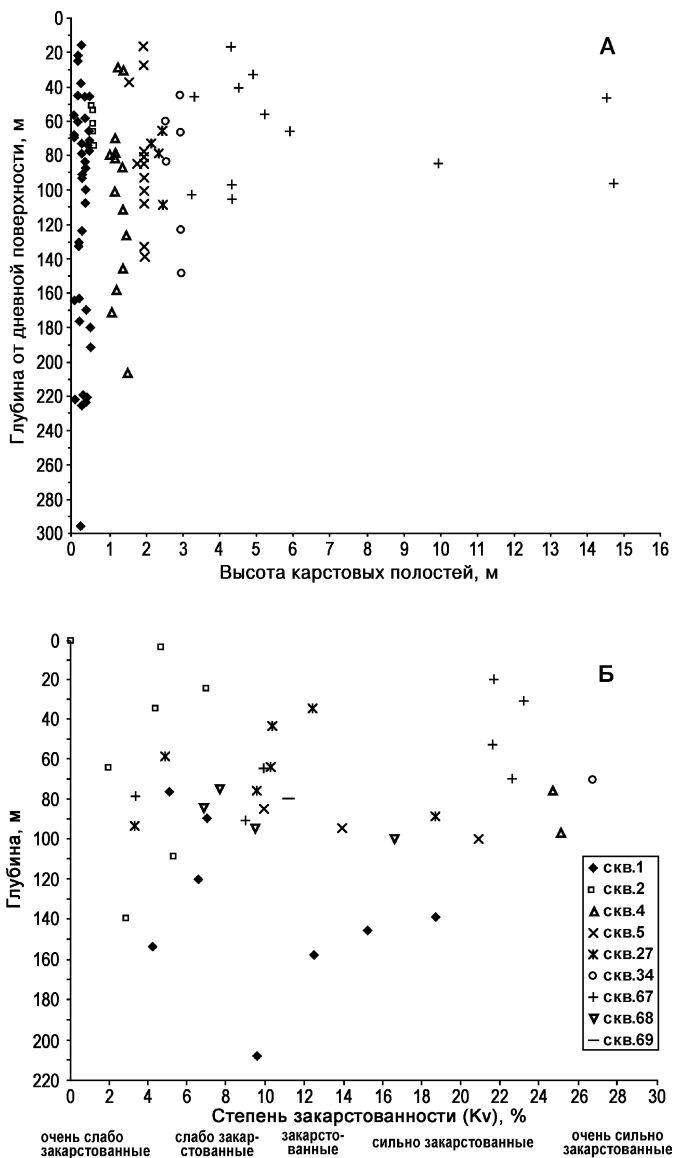


Рис. 40. Зависимость высоты вскрытых карстовых полостей от глубины (а), степень закарстованности пород (в % скважинам) (б) по створу плотины

Возведение водоприемной башни в пределах тектонической зоны, даже с мерами инженерной подготовки основания (тампонажа), оказалось невозможным. Это вызвано тем, что проникновению тампонажного раствора в катаклазированную зону карбонатных пород будет препятствовать глинистый заполнитель. В результате принято решение — возводить водоприемный колодец на буронабивных сваях длиной 25–35 м с погружением их до скального слаботрещинчатого и незакарстованного массива карбонатных пород.

Современная скорость карбонатного карста невелика и опасности не представляет. В то же время, реальной угрозой является возможность суффозионного выноса заполнителя карстовых полостей в карбонатных массивах берегового примыкания плотины в связи с изменением гидродинамического режима после заполнения водохранилища. Суффозионный вынос заполнителя может в десятки и возможно в сотни раз увеличить водопроницаемость карбонатных пород, что приведет к резкому, вплоть до катастрофического, увеличению фильтрационных потерь.

Во избежание этого разработан проект противофильтрационных мероприятий по созданию цементационной завесы в береговых примыканиях плотины и «стена в грунте» — в днище долины в зоне палеорусла р. Белой.

4.3.2. Значение карста при строительстве малых водохранилищ и прудов

На территории Башкортостана для различных целей, главным образом для питьевого водоснабжения и орошения построено свыше 500 малых водохранилищ с общей площадью около 70 км² и объемом более 300 млн. м³. Эти водоемы играют также важную водорегулирующую роль на малых реках, так как в короткий весенний паводок проходит до 50–70 % годового стока, достигая у малых рек 80–90 %. Обычно напор на плотине у этих водохранилищ не превышает 8–15 м, чаще составляет 10–12 м, емкость — от нескольких сот тысяч до 10–25 млн. м³. В последние годы они становятся важным гидроэнергетическим источником (на их базе построено около 20 малых и микро ГЭС).

Опыт гидрогеологических изысканий под малые водохранилища свидетельствует, что при создании водоемов на малых реках оценка фильтрационных потерь имеет решающее значение. Емкость и существование водохранилища в первую очередь зависят от фильтрационных свойств грунтов, слагающих дно и склоны долин, глубины залегания

грунтовых вод и направления их потока, напора на плотине и других факторов. Эти водоемы, как правило, сезонного наполнения, имеют непостоянный уровень в период эксплуатации.

Следует также отметить, что расчеты фильтрационных потерь для трещиноватых скальных и полускальных пород, особенно закарстованных, весьма ориентировочны. В расчетных схемах фильтрации из водохранилищ и прудов гидрогеологические условия значительно упрощаются. Нормативы, определяющие допустимые потери на фильтрацию из подобных водоемов, не разработаны. Для центральных черноземных областей А. С. Рябченков [1955] и Н. В. Родионов [1958] называют цифры порядка 25–30 %. С. В. Васильев с соавторами [Фильтрация..., 1975] допускают потери, особенно в первые годы эксплуатации, до 50 %. Такие же величины потери воды мы считаем допустимыми и в условиях Башкортостана [Абдрахманов, 1980, 1988; Абдрахманов, Попов, 1985].

Фильтрационные потери, исходя из данных изысканий и опыта строительства малых водохранилищ, с учетом геолого-гидрогеологических условий изучаемой территории, можно классифицировать следующим образом: а) потери на фильтрацию менее 15 %, б) от 15 до 30 %, в) от 30 до 50 % и г) свыше 50 %. При фильтрационных потерях менее 15 %, часто и при потерях от 15 до 30 % строительство водоемов осуществляется без противофильтрационных мероприятий. Когда потери на фильтрацию достигают 30–50 %, применяются несложные противофильтрационные сооружения (устройство зуба, забивка шпунтовой стенки или сочетание пластичного ядра со шпунтовой стенкой и др.) под основанием плотины и в бортах долины. При потерях же свыше 50 % необходимы сложные противофильтрационные мероприятия (инъекционные завесы, различные экраны и пр.), которые в десятки раз увеличивают стоимость водоема.

Основанием водохранилищ на территории Республики служат породы фанерозоя, представленные алевролитами, песчаниками, туфопесчаниками, сланцами, глинами, гипсами, известняками, суглинками, песками, гравийно-галечниковыми и другими отложениями, обладающими различной водопроницаемостью (от 0,0003–0,7 до 30–50, иногда 300–530 м/сут.). Удельное водопоглощение колеблется от сотых долей до 20 л/мин, достигая 100–128,9 л/мин [Абдрахманов, 1988; Лыкошин, 1959].

Опыт строительства малых водохранилищ в исследуемом регионе показывает, что в районах развития терригенных, преимущественно глинистых осадков на большей части Камско-Бельского, Юрюзано-Айского и Баймак-Таналыкского понижений, а также на отдельных

участках Бугульминско-Белебеевской возвышенности, горной части Башкортостана потери на фильтрацию из водохранилищ не превышают, как правило, 10–15%. И лишь на отдельных участках, где долины врезаны в палеозойские загипсованные и трещиноватые песчаники (иногда загипсованные глины) и плиоценовые песчано-гравийные отложения, они достигают 30–50%.

Большие фильтрационные потери (свыше 50%) наблюдаются в районах развития на поверхности или близко к ней трещиноватых и закарстованных карбонатно-галогенных пород палеозоя (голый и покрытый карст) на Уфимском плато, Бугульминско-Белебеевской возвышенности, в Камско-Бельском и восточной части Баймак-Таналыкского понижений. При проектировании водохранилищ в карстовых районах главным вопросом является оценка фильтрационных потерь. При этом необходимо учитывать распространение хорошо водопроницаемых закарстованных пород, слагающих долины малых рек, небольшой объем водохранилищ, частое отсутствие постоянных водотоков в долинах и сравнительно глубокое залегание подземных вод. Так, проведенные изыскания показали, что в долинах рек Тарказа, Кош-Елга, Седяк, Уязы на Бугульминско-Белебеевской возвышенности (рис. 41, 42), Карламан, Узень и др. на Уршак-Бельском междуречье (рис. 43) расчетные потери достигают 70–80% объема водохранилища. Реки здесь маловодные и часто исчезают и без создания дополнительного напора.

Относительно благоприятные гидрогеологические условия для создания водохранилищ имеются на участках закрытого и подаллювиального карста, где карстующиеся породы перекрыты слабопроницаемыми глинистыми осадками мощностью свыше 50–60 м. Положительно решить вопрос удастся также на участках покрытого карбонатного карста, когда мощность карстующихся пород небольшая и подстилаются они относительно водоупорными породами (рис. 42). Фильтрационные потери на подобных площадях обычно составляют около 30–40%.

Как пример создания водоема на участке закрытого сульфатного карста можно привести пруд на р. Убыр-Куль, в долине которой на гипсах кунгура залегает толща водоупорных глин ачкагыльско-апшеронского возраста. Коэффициент фильтрации глин, по данным опытных работ, колеблется от 0,3 до 0,003 м/сут. Низкие фильтрационные свойства глин подтверждаются и наличием напорных вод гидрокарбонатного кальциевого состава (0,3–0,6 г/л) в гравийно-галечниковых отложениях, залегающих среди этих глин. В подстилающих гипсах заключены солоноватые воды сульфатного кальциевого состава. При обследовании

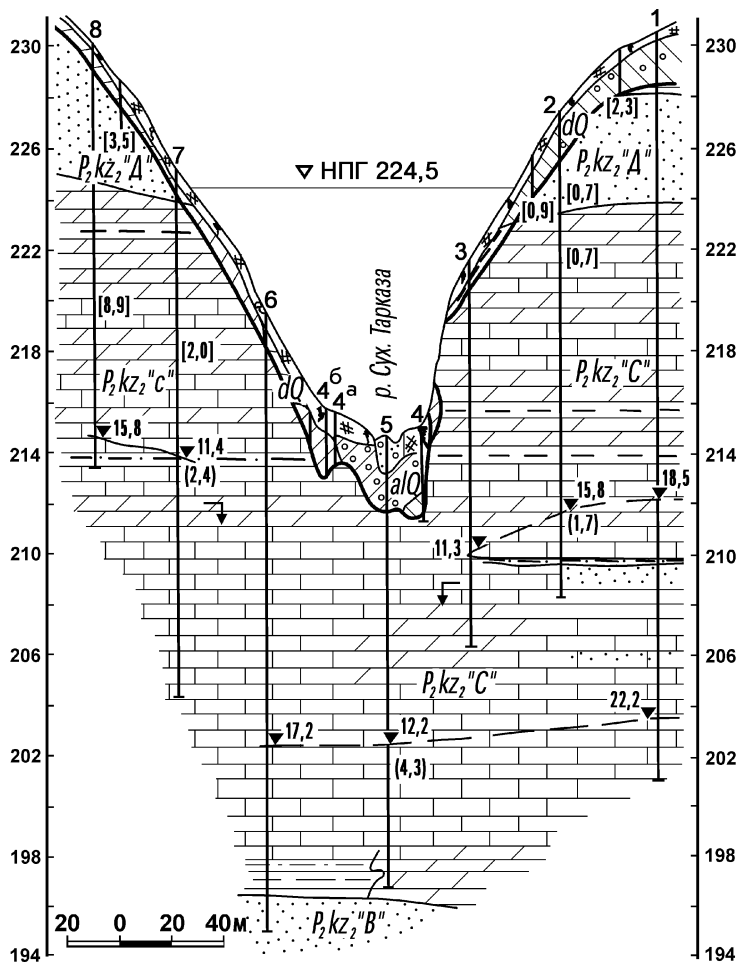


Рис. 41. Гидрогеологический разрез долины р. Тарказа [Абрахманов, Попов, 1985].

Условные обозначения см. на рис. 37

пруда через 5 лет после его создания установлено, что потеря на фильтрацию из него не превышает 10–15 %. В аналогичных условиях на Уршак-Бельском междуречье построено и функционируют свыше 20 водоемов емкостью от 300 тыс. до 1300 тыс. м³. При гидрогеологических исследованиях в карстовых районах необходимо учитывать возможность резкого увеличения фильтрации из водохранилища после его строительства. Опыт эксплуатации водохранилищ в районах

карбонатного карста, например, Павловского на р. Уфе и Белорецкого на р. Белой показывает, что основной опасностью для них является не современный карстовый процесс, а наличие уже созданных в предшествующие геологические эпохи карстовых форм и вынос рыхлого материала (суффозия), заполняющего карстовые пустоты [Якушова, 1948; Лыкошин, 1968 и др.]. Это связано с тем, что при наполнении водохранилищ увеличиваются градиенты напора и скорости движения подземных вод, вызывающих усиление фильтрации под основанием плотин и в береговых примыканиях. Примеры катастрофического ухода воды из водоемов после их создания известны в Башкортостане, Татарстане и других районах [Соколов, 1948; Васильев, 1966; Гвоздецкий, 1972; Абдрахманов, 1988 и др.].

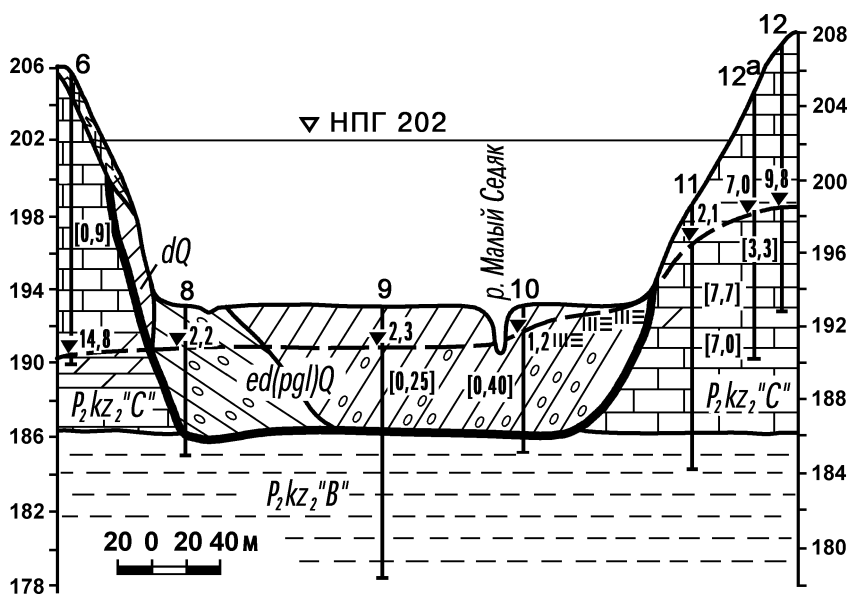


Рис. 42. Гидрогеологический разрез долины р. Малый Седяк у д. Каменка [Абдрахманов, Попов, 1985].

Условные обозначения см. на рис. 37

В гипсах вследствие большой агрессивности паводковых вод (дефицит их насыщения достигает 2 г $\text{CaSO}_4/\text{л}$) скорость расширения трещин достигает сантиметров – десятков сантиметров в год [Зверев, 1967]. По этой причине после создания водохранилищ отмечается резкая активизация карста.

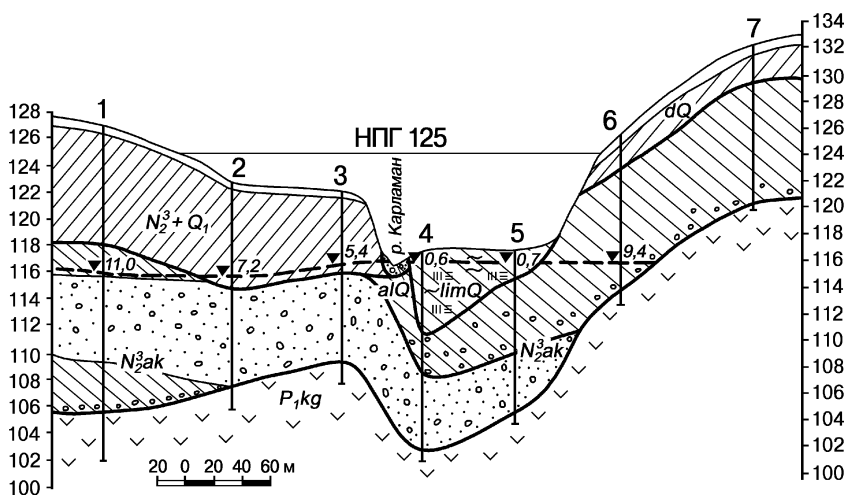


Рис. 43. Гидрогеологический разрез долины р. Карламан [Абдрахманов, Попов, 1985].

Условные обозначения см. на рис. 37

4.3.3. Типизация речных долин

Основой районирования территории для массового строительства водохранилищ является гидрогеологическая типизация речных долин [Рябченков, 1955; Родионов, 1958]. В рассматриваемом регионе в этом плане специальных исследований еще не проводилось. Составленные нами типовые схемы являются первой попыткой классификации речных долин для этих целей [Абдрахманов, 1980; Абдрахманов, Попов, 1985]. В основу их положены: морфология речных долин, водопроницаемость отложений, глубина залегания и направление уклона грунтовых вод и другие гидрогеологические особенности. С учетом этих признаков выделяется семь типов долин (рис. 44).

Тип I — долины со слабопроницаемыми склонами и дном. Склоны и дно симметричных долин, крутой борт (иногда и дно) асимметричных долин сложены слабопроницаемыми (относительно водупорными) породами палеозойского и мезозойско-кайнозойского возраста. Пологий борт и дно асимметричных долин сложены делювиальными и перигляциальными глинистыми покровными осадками мощностью 10–15 м, реже и более. Аллювий маломощный (0,1–1 м).

Мощность покровных образований на склонах симметричных долин и на крутом борту асимметричных не превышает 0,5–3 м. Они содержат небольшое количество (5–10 %) грубообломочного материала. В долинах рек развиты торфа, торфотуфы и пресноводная известь (мощность обычно от 0,1–1 до 2–3 м). Долины данного типа имеют постоянный водоток, депрессионные кривые зеркала грунтовых вод направлены в сторону водораздела, потери на фильтрацию из водохранилищ за весенне-осенний сезон составляют 5–15 %. К этому типу принадлежат долины малых рек Камско-Бельской и восточной части Юрюзано-Айской равнины, а также реки Бугульминско-Белебеевской возвышенности в их самых верхних и нижних течениях, большинство малых рек горного Башкортостана и Магнитогорского мегасинклинария.

Тип II — долины со слабопроницаемыми склонами и проницаемым основанием. Борты симметричных долин и крутой борт асимметричных сложены относительно водоупорными породами коренной основы, участками перекрытыми делювиальным чехлом мощностью до 3 м. Мощность покровных образований на пологих склонах долин достигает 10–15 м. Основание долин сложено галечниками, известняками, песчаниками, перекрытыми маломощными (0,5–1,5 м) покровными глинистыми осадками.

Рис. 44.

Типовые схемы строения речных долин Башкортостана

1 — слабопроницаемые (относительно водоупорные) породы коренной основы с коэффициентом фильтрации (Кф) 10^{-1} – 10^{-5} м/сут; 2 — слабопроницаемые покровные отложения с Кф от 0,01 до 2, в среднем 0,3–0,5 м/сут; 3 — проницаемые породы с Кф от 5–10 до 50–100 м/сут и более; 4 — уровень подземных вод; 5 — стратиграфические границы; 6 — нормальный подпорный горизонт

Типы долин	Морфология и гидрогеологические условия речных долин		Потери на фильтрацию из водохранилищ, %
	симметричные	асимметричные	
I			<15
II			15–30
III			15–30
IV			30–50
V			>50
VI			30–50 >50
VII			>50

Тип III — долины со слабопроницаемым пологим склоном и чередованием проницаемых и слабопроницаемых пород на крутом склоне и дне. Пологие склоны сложены покровными глинами и суглинками мощностью до 15 м. Аллювий маломощный (0,5–2,5 м). Коренной крутой борт и дно сложены переслаиванием водоупорных и водопроницаемых пород. Водоток постоянный. Горизонт грунтовых вод имеет слабый подъем в сторону водораздела. На крутом борту встречаются родники с превышением над урезом воды. Потери за сезон из водохранилищ достигают 30–50 %. Чаще этот тип долин встречается в среднем и верхнем течениях рек Бугульминско-Белебеевской возвышенности (Ря, Кидаш, Стивинзя, Тарказа, Усень, Курсак и др.).

Тип IV — долины со слабопроницаемым пологим склоном и дном и проницаемым крутым склоном. Крутой склон сложен палеозойскими породами (песчаники, известняки, реже прослойки гипса); делювиальный чехол маломощный (0,5–1 м) или отсутствует. Пологий перекрыт делювиальными глинами и суглинками мощностью 10–15 м. Дно сложено слабопроницаемыми породами коренной основы. Аллювий маломощный (0,5–1 м). Водоток постоянный. Поверхность грунтовых вод имеет асимметричный вид; в одном борту она поднимается в сторону водораздела до НПП, а в другом — находится на уровне дна или имеет очень пологий уклон в сторону водораздела. Потери составляют 30–50 %, иногда более. Характерен для участков долин рек Бугульминско-Белебеевской возвышенности, редко Прибельской и Юрюзано-Айской равнин (Тарказа, Ик, Курган, Утейка, Кидаш, Стивинзя, Шемяк и др.).

Тип V — долины со слабопроницаемым одним склоном и проницаемым другим склоном и дном. Крутой борт и дно сложены породами коренной основы палеозойского возраста; аллювиально-делювиальный чехол маломощный или отсутствует. Пологий склон сложен делювиальными суглинками и глинами мощностью до 10–15 м. Водоток часто теряется, зеркало грунтовых вод находится ниже дна, потери составляют более 50 % емкости водоема за сезон. К этому типу долин относятся участки рек в районах развития закарстованных пород палеозоя на территории всего Башкортостана.

Тип VI — долины с проницаемыми склонами и слабопроницаемым дном. Склоны сложены известняками, мергелями, иногда трещиноватыми песчаниками, а дно глинами, алевролитами. Делювиальный чехол маломощный (0,5–1,0 м) или отсутствует, содержит грубообломочный материал. Аллювий слабо развит, мощность его до 2–3 м. Водоток постоянный, горизонт грунтовых вод на уровне дна или имеет

слабый подъем в сторону водораздела. Фильтрационные потери за сезон из водоема 30–50 %, чаще более 50 %. Этот тип долин встречается на Бугульминско-Белебеевской возвышенности, реже на Юрюзано-Айской равнине (Тарказа, Ик в самом верхнем течении, Кош-Елга, Семяк и др.).

Тип VII — долины с проницаемыми склонами и дном, которые сложены закарстованными породами коренной основы. Делювий отсутствует или маломощный (0,5–1,5 м). Аллювий имеет небольшое развитие, мощность его не превышает 1–3 м. Водоток временный. Зеркало грунтовых вод находится ниже дна. Потери за сезон из водоема превышают 50 %. Характерен для рек Уфимского плато, юго-западной части Бугульминско-Белебеевской возвышенности, участков Камско-Бельского и Юрюзано-Айского понижений и закарстованных участков горной части Башкортостана и Баймак-Таналыкского понижения.

Гидрогеологическая типизация речных долин является основой для районирования территории по условиям создания малых водохранилищ. Выделяется три категорий районов [Абдрахманов, Попов, 1985]:

- 1) благоприятный, характеризующийся в основном фильтрационными потерями менее 25–30 % (чаще 5–15 %);
- 2) сложный — фильтрационные потери от 15 до 50 %, участками свыше 50 %;
- 3) неблагоприятный — потери свыше 50 % (достигают 70–90 %).

В районах со сложными гидрогеологическими условиями изыскания необходимо проводить в два этапа. В ходе первого из них выполняется минимальный объем горно-буровых, опытно-фильтрационных и геофизических работ по створам для получения основных гидрогеологических и инженерно-геологических параметров, необходимых для решения вопроса о принципиальной возможности создания водоема. При положительном решении его проводится полный комплекс названных исследований, необходимых для обоснования наиболее рациональной схемы размещения сооружения, разработки противофильтрационных мероприятий (плотность завесы в основании сооружений должна быть выражена величиной не более 0,05 л/мин [Лыкошин, 1959]), оценки экономической целесообразности создания водоема и его экологической значимости. Недоучет инженерно-геологических и гидрогеологических условий района может повлечь за собой губительные последствия для сооружения, причем стоимость работ по их ликвидации может оказаться неизмеримо выше стоимости работ по изысканиям.

4.3.4. Эколого-гидрогеохимическая роль прудов в нефтедобывающих районах

В практике эксплуатации нефтяных месторождений (особенно на первом этапе разработки) пруды довольно широко использовались как накопители сточных вод. Эти пруды в последующем явились значительным источником загрязнения пресных подземных вод, особенно построенные в зоне развития закарстованных пород.

Опыт эксплуатации такого пруда и экологические проблемы с ней связанные исследовались нами на примере пруда-накопителя, построенного 40 лет назад на Шкаповском месторождении.

Шкаповское нефтяное месторождение расположено в пределах Татарского свода. В рельефе он выражен Бугульминско-Белебеевской возвышенностью, со средними абсолютными отметками 300–400 м, глубоко расчлененной (до 100–150 м) долинами рек. Зона интенсивного водообмена, где развиты пресные воды, сложена трещиноватыми верхнеказанскими терригенно-карбонатными породами. Карбонатные осадки подвержены карстовым процессам.

Пруд-отстойник был сооружен в 1960–1961 гг. в долине р. Базлык (левый приток р. Дема), заложеной в верхнеказанских карбонатных породах. В основании и левом борту долины развиты делювиальные и перигляциальные глины и суглинки мощностью до 10 м. Сброс попутных рассолов с минерализацией 270 г/л осуществлялся в течение 1962–1966 гг. При сооружении названной емкости предполагалось, что глинистый экран явится надежной изоляцией, и утечка через него, ввиду слабых фильтрационных свойств пород, будет незначительной. Однако уже в первый год эксплуатации пруда (летом 1963 г.) ниже плотины появились грифоны соленых вод, и наблюдалось засоление источников, ранее использовавшихся для целей водоснабжения (с. Базлык в 2 км ниже пруда). В результате этого эксплуатация пруда была прекращена.

Через 5–6 лет после прекращения сброса в него рассолов содержание солей в глинистых отложениях под дном пруда (на глубине до 2 м) составляло 2000–2500 мг/100 г породы (хлора 1200–1500 мг/100 г). В то же время минерализация водных вытяжек из глин, не подверженных засолению (на склонах долин), составляла 40–70 мг/100 г (хлора 1,8–3,6 мг/100 г). По составу они гидрокарбонатные натриево-кальциевые, типа I.

Повторное изучение грунтов основания пруда-накопителя, выполненное нами через 19 лет после его ликвидации (1984 г.), показало (рис. 45, разрез 1), что под первой надпойменной террасой и дном

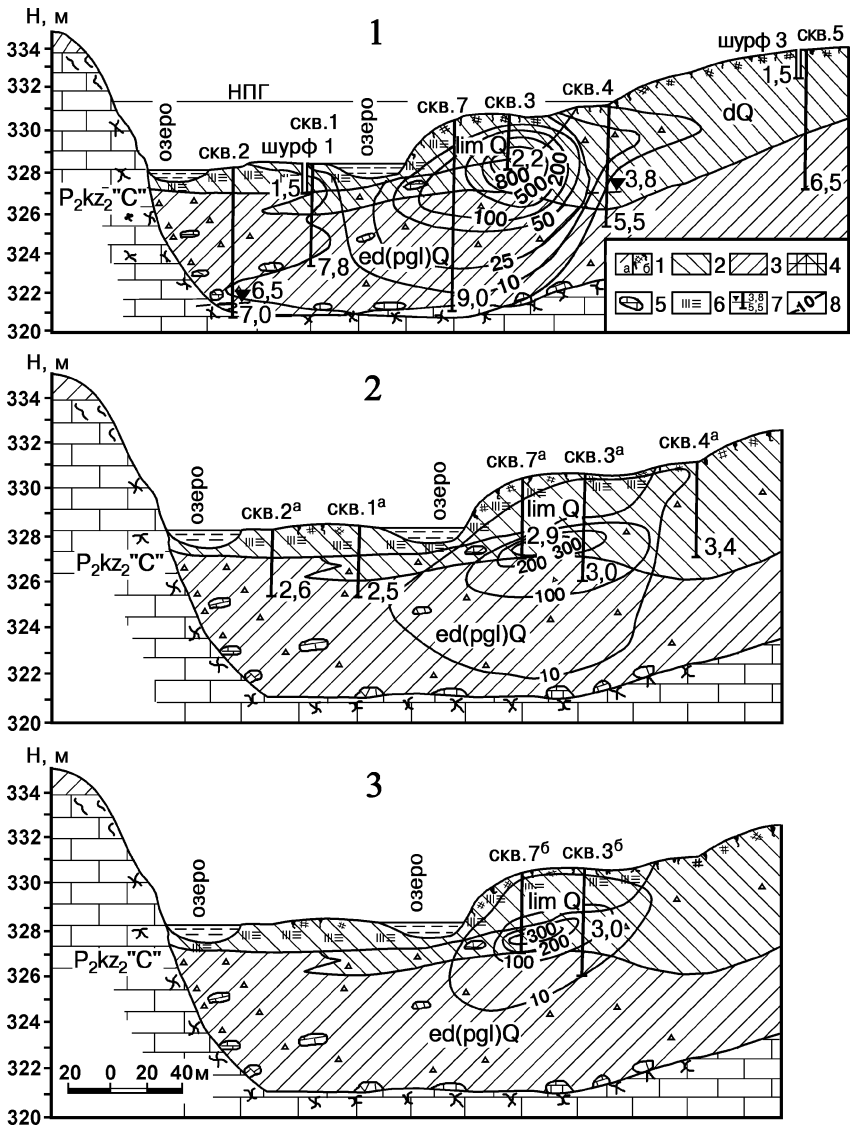


Рис. 45. Изменение содержания хлор-иона в почвогрунтах основания прудонакопителя нефтепромысловых сточных вод в долине р. Базлык [Абдрахманов и др., 2000]

1–5 – породы: 1а – битум, 1б – почва, 2 – глина, 3 – суглинок, 4 – известняк трещиноватый, 5 – обломки известняка; 6 – заторфованность; 7 – уровень воды и глубина скважины (м); 8 – изолиния содержания хлора в поровом растворе (мг/100 г)

пруда, ежегодно затапливаемыми талыми водами, произошло существенное рассоление глинистых отложений.

Общее содержание солей снизилось до 70–90 мг/100 г, а хлора — до 3–10 мг/100 г. На участках, где породы не были подвержены интенсивному промыву (вторая надпойменная терраса и нижние части склонов долины — скв. 3 и 7), в них сохранились значительно большие количества хлоридных солей (до 350–1600 мг/100 г, в том числе хлора 100–870 мг/100 г). Повышенной минерализацией (до 1,5 г/л) при гидрокарбонатно-хлоридном кальциево-натриевом составе (типа ШБ) характеризовались и подземные воды, вскрытые на глубине 7–8 м в верхнеказанских известняках, подстилающих почвогрунты зоны аэрации [Абдрахманов, 1993].

С целью выяснения дальнейших изменений в водно-солевом режиме глинистых пород и их обменно-адсорбционных свойств в июле 1991 и августе 1997 г. выполнен новый цикл исследований. Опробования проводились в тех же точках, что и ранее.

Как видно (см. рис. 45, разрез 2), к 1991 г. произошло дальнейшее рассоление пород в чаше водохранилища. В основании емкости содержание хлор-иона уже не превышало 3–7 мг/100 г (скв. 1а, 2а), что близко к его фону в естественных условиях (3–5 мг/100 г). На второй надпойменной террасе также произошло снижение концентрации солей до 370–620 мг/100 г (хлора до 200–380 мг/100 г).

Промыв осуществлялся талыми и дождевыми водами. Весной напор воды в водохранилище достигает 3–5 м, что влечет рост вертикального градиента фильтрации под его дном. Затем в результате инфильтрации уровень в водохранилище быстро падает, и к середине лета – осени здесь остаются только небольшие озера, покрытые с поверхности слоем нефти толщиной до 2–3 см. Вода в озерах пресная (0,31 г/л) гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава, типа I. Содержание хлора в ней не превышает 14 мг/л.

Качественные изменения происходят и в составе поглощенного комплекса (ПК) глинистых пород. Вне влияния техногенеза на геологическую среду глинистые породы характеризуются повышенными значениями емкости ПК до 40–45 ммоль/100 г. В составе обменных катионов доминирующими являются кальций (до 97 %) и магний (7,0–75 %). Доля натрия и калия не превышает 2–4 %. Под прудом-накопителем (после прекращения сброса стоков) в результате катионообменных процессов между породой и нефтяными рассолами в глинистых осадках, слагающих основание пруда, концентрация натрия и калия достигает 100–250 мг/100 г (10–53,5 %). Доля кальция снижается до 60–47 %.

Следует отметить, что относительно кратковременное (2–3 года) воздействие нефтепромысловых рассолов на глинистые отложения, а затем длительный промыв их маломинерализованными атмосферными осадками в течение 38 лет значительно изменили не только солевой состав пород, но вызвали изменения и в составе поглощенных катионов. В ПК вновь стали преобладать двухвалентные катионы: кальций — 76–91,5 %, магний — 19,5–40 %, в отдельных разрезах — до 88 %. Концентрация натрия и калия составила 1,3–4,5 %. Повышенное содержание (до 9–12,5 %) одновалентных катионов сохранилось только в насыщенных хлоридными солями разрезах (скв. 3а, гл. 1,75–3,3 м; скв. 7а, гл. 1,5–3,0 м). Емкость ПК глинистых пород в интенсивно промытой части пруда при этом остается низкой — 16,27–19,69 и 6,68–14,69 ммоль/100 г. В террасовой части, где отсутствовали интенсивное засоление и последующий промыв, величина емкости ПК существенно выше (28,0–45,3 ммоль/100 г).

В 1997 г. максимальное содержание хлора в скважине 7б составило 371 мг/100 г при общем снижении концентрации солей в породах (см. рис. 45, разрез 3). При этом надо особо подчеркнуть то, что содержание нефтепродуктов в породах в течение всего срока наблюдений существенных изменений в сторону снижения не претерпело.

Таким образом, данные натуральных наблюдений свидетельствуют о том, что пруды-накопители нефтепромысловых сточных вод являются источниками загрязнения подземных вод и геологической среды в целом на длительное время.

Пруды и водохранилища наряду и положительным воздействием, выражающимся в опреснении и пополнении запасов подземных вод, особенно в районах загрязнения их нефтепромысловыми рассолами и пр., оказывают и негативное воздействие на геологическую среду: являются накопителями смываемых с сельскохозяйственных угодий и с других территорий различных химических элементов и соединений, вызывают подъем уровня грунтовых вод, что приводит к заболачиванию, засолению прибрежных территорий, активизации оползневых и карстовых процессов.

На состав воды водохранилищ большое влияние оказывают стоки промышленных предприятий. Например, по нашим исследованиям [Абдрахманов, 1994], в Павловское водохранилище поступают стоки из Челябинской и Свердловской областей, содержащие тяжелые металлы (медь, цинк, железо, никель, хром, мышьяк, ртуть), соединения серы и др. в значительных объемах. Идет накопление в донных отложениях древесины и ее отходов (до 1 млн. м³), тяжелых металлов, органики, создавая условия для образования различных

металлоорганических соединений. При определенных условиях (изменение термогеохимических условий и пр.) так называемая «подвижная» часть соединений металлов может переходить из твердой фазы в водную и служить очагом вторичного загрязнения природных вод (поверхностных и подземных) длительное время.

4.4. Карст и землетрясения

Землетрясения служат быстротечной разрядкой напряжений в земной коре. По происхождению они разделяются на две группы: эндогенные и экзогенные. Проявления их известны на Урале и в Предуралье, которые принадлежат к пенесейсмическим (слабо сейсмичным) территориям. С большей частотой и силой (до 5–6 баллов по шкале Рихтера) они происходят на Среднем Урале, значительно реже на Южном Урале.

Народная память и литературные источники сохранили сведения о землетрясениях на Урале, происшедших с 1693 года. На карте землетрясений, составленной А. Я. Левицкой [1961] нанесены эпицентры 43-х землетрясений за 1693–1956 годы, из которых три наиболее сильные произошли на Среднем Урале: 17 августа 1914 г. в районе Билимбае — 6 баллов, 19 апреля 1955 г. в районе Губахи — 4 балла, 19 апреля 1956 г. в районе Лысьвы — до 5 баллов). Билимбаевское землетрясение докатилось до г. Уфы и ощущалось ее жителями. В соседней с Башкирией Пермской области за 145 лет (1798–1943 гг.) было зарегистрировано 23 землетрясения. Из них к карстовым относится 17, или 73,9% [Максимович, 1943]. Автор приходит к выводу, что основным типом землетрясений в Пермской области является карстовый обвальный. К тектоническим он отнес 5 землетрясений (1798, 1847, 1902, 1908, 1914 гг.). Одно землетрясение силой 4 балла было вызвано падением 30 августа 1887 г. Оханского (Таборского) метеорита.

Сейсмические явления на территории Башкортостана остаются недостаточно изученными, что связано с отсутствием в Республике постоянной сейсмической станции.

Платформенная часть Башкирии относится к областям со слабой сейсмичностью. Здесь землетрясения, сопровождающиеся деформациями горных пород и грунтов, представляющих опасность для зданий и людей, очень редки. Имеются сведения о землетрясениях подобного рода в районе с. Чишмы (д. Илькашево) в середине XVII в., озер Аслыкуль и Кандрыкуль (1611 г.?), г. Белебей (середина XIX в.).

Отзвуком сильных землетрясений, происшедших далеко за пределами Башкирии, стали сейсмические события последних 10–15 лет.

В г. Уфе 29 июля 1985 г. было отмечено слабое качание капитального 9-этажного здания учебно-производственного корпуса Министерства бытового обслуживания (УПК МБО), расположенного в среднем течении р. Сутолоки. 2 августа того же года зафиксировано слабое качание здания УПК МБО и 9-этажного жилого дома у завода «Промсвязь» в верховьях реки Сутолоки. 5 июля 1990 г. было отмечено новое качание УПК МБО. 8 апреля 1990 г. качание зданий было отмечено в трех точках г. Уфы (Технологический институт, жилой дом на Комсомольской улице и у завода «Промсвязь»). По представлению А. И. Травкина, изучавшего эти явления 1985 года, причиной качания зданий, явились очень сильные землетрясения в Афганистане. Известно также о слабых колебаниях зданий и сооружений 6.12.2000 г. во многих местах г. Уфы: микрорайон «Глумилино», жилой квартал «В», пересечение улиц Крупской и Ибрагимова, район среднего и нижнего течения реки Сутолоки, связь которых с известными в этот период землетрясениями точно не установлена.

Сейсмическими событиями в Башкортостане, зафиксированными сейсмическими станциями, были одновременно происшедшие землетрясения в горной части Республики 8 мая 1990 г.: Кукшикское (на границе с Челябинской областью) и Урманчинское (Салаватский район). Первое имело магнитуду 4,6, интенсивность 5,8–6,2 балла, второе — магнитуду 4,3; глубина эпицентров у них оказалась одинаковой — 33 км [Шакуров, 1998].

Что касается слабых землетрясений, не чувствительных для человека, то они зафиксированы в платформенной части Башкирии и бельском участке Предуральяского прогиба временными сейсмическими станциями «Земля» в районах Общего Сырта, Бугульминско-Белебеевской возвышенности [Померанцева, Мизженко и др., 1965]. Общая картина распространения тектонических землетрясений на Среднем и Южном Урале и в Предуралье показана на рис. 46 [Рождественский, Журенко, Трифонов, 1968].

По результатам кратковременных наблюдений сейсмологов из Института физики Земли и Института океанологии РАН, проведенных в Башкортостане с 1990 г. с использованием переносных полевых автономных высокочувствительных сейсмических станций (ПАСС), выявлены очень слабые, недоступные человеческому ощущению, сейсмические шумы и отдельные толчки, подтвердившие на конкретном башкирском материале известное в геологии и сейсмологии положение о глобальной повсеместности и постоянстве очень слабых колебаний (сотрясений) земной коры. Наблюдениями в платформенной части Башкирии этими приборами была выявлена слабая активность

тектонических нарушений в земной коре данного региона — было отмечено 120 сейсмотолчков местных, региональных и телесеismicических землетрясений, причем только для трех местных сейсмических событий удалось определить положение эпицентров (один находился в Татарстане в 300 км от г. Уфы) [Хамидуллин, Ковачев, 1992 г.]. Авторы пришли к категорическому выводу, что «район Башкирии в окрестностях Уфы, где находятся экологически опасные объекты народного хозяйства — нефтехимические предприятия и нефтяные скважины — сейсмически опасен и активен».

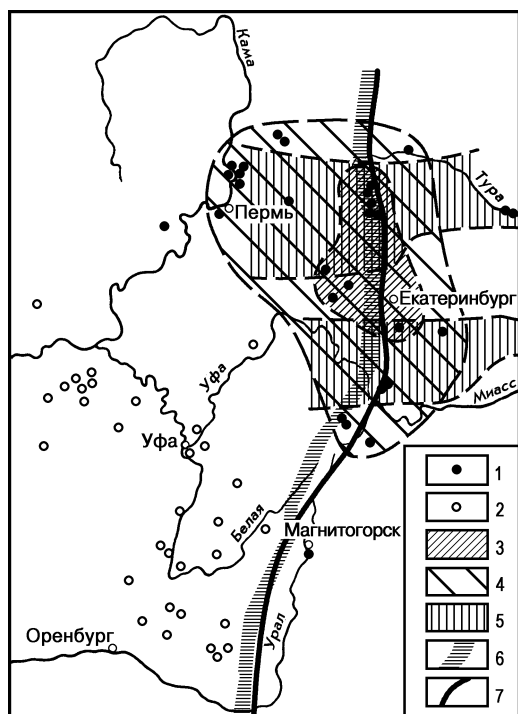


Рис. 46.
Схема сейсмичности Урала
[Рождественский, Журенко,
Трифонов, 1968]

1 — пункты, в которых отмечены тектонические землетрясения (с 1693 по 1958 гг.); 2 — эпицентры местных землетрясений; 3 — район землетрясений силой до 6 баллов; 4 — район землетрясений силой в 5 баллов; 5 — области повышенных значений поля силы тяжести; 6 — зона глубинного разлома по геофизическим данным; 7 — линия глубинного разлома по геологическим данным

Характерно, что в Башкортостане большое число слабых сотрясений почвы и грунтов, меньшая часть которых ощущалась местными жителями, происходит на закарстованных территориях в результате карстовых провалов. Последние иногда происходили на глазах человека и сохранились в памяти местного населения. Ниже приводятся краткие сведения об известных провалах в сельской местности Башкирии, собранные в 1958–1986 гг. А. И. Смирновым [1990]. Установлено, что из 4267 населенных пунктов (исключая города) около 10% находится в зоне развития сульфатного карста. Провалы зафиксированы: в с. Курма-

наево (Аургазинский район, 1963), в д. Михайловка (Уфимский район, 1976), в с. Старонадеждино, (Мишкинский район, 1985), в с. Талалаевка (Стерлитамакский район, 1988), в с. Аскино, (1986), в с. Кизганбашево (Балтачевский район, 1978) и др. За последние 30 лет в 68 населенных пунктах Башкирии зафиксировано около 150 карстовых провалов, большая часть их произошла на междуречье Бирь – Быстрый Танып. Многие из них сопровождались аварийными ситуациями.

Поля провальных карстовых воронок плотностью до 200 ед/км² существуют на северо-востоке Башкортостана в Юрюзано-Айской депрессии в районе сел Чертан, Дуван, Улькунды и Митрофановка. В 1952–1988 гг. здесь произошло 6 крупных провалов диаметром от 4 до 26 м, глубиной от 8 до 50 м, и более десятка мелких. Провал в с. Чертан в 1952 г. сопровождался содроганием грунта, дребезжанием оконных стекол в домах. Два раза происходили провалы под тяжестью тракторов. Одиннадцать провалов разных лет образовали цепочку округлых карстовых озер. Провал юго-западнее с. Улькунды в апреле 1988 г. имел первоначальный диаметр до 6 м на поверхности и 14×32 м на уровне дна, глубину 32 м.

В г. Уфе за 118 лет (с 1859 по 1977 гг.) на территории библиотечного техникума отмечено 25 провалов [Камалов, 1992]. Активизация карстово-суффозионных процессов с возникновением аварийных ситуаций имела место в ряде пунктов г. Уфы (дом № 4 на Уфимском шоссе, «Дом пенсий», дом № 5 по ул. К. Маркса, № 43а по ул. Фрунзе, «Дом союзов», кинотеатр «Луч», корпус 10а приборостроительного завода, профучилище на ул. Нежинской [Травкин, 1990_{1,2}, Мартин, 1992]. Наконец, самым последним событием явился крупный провал, случившийся в ночь с 9 на 10 мая 2000 г. в Чебоксарском переулке Демского района г. Уфы, первоначально диаметр его 7 м, глубина 15 м.

Таковы далеко неполные сведения о землетрясениях на территории Башкортостана. По причинам возникновения они, как указывалось, принадлежат к тектоническим, обусловленным глубинными геодинамическими процессами в литосфере, и к экзогенным, связанным с воздействием различных внешних природных (атмосферных, климатических, эрозионных и др.) и техногенных факторов. Каковы место и роль их в известных сейсмических событиях в Республике?

К числу достоверных тектонических землетрясений, дошедших до г. Уфы, относится Билимбайское — 17 августа 1914 г. на Среднем Урале, зафиксированное Екатеринбургской сейсмической станцией, определившей его силу и местоположение эпицентра [Вейс-Ксенофонта, Попов, 1940]. То же можно сказать и о Кукшикском и Урманчинском землетрясениях 1990 г. в Башкортостане [Шакуров, 1998].

Нельзя считать строго доказанной (только на основании временного совпадения) связь качания высоких зданий в г. Уфе в июле – августе 1985 г. с двумя сильными землетрясениями в Афганистане, находящемся на расстоянии более чем 1800 км от Уфы. Эти землетрясения также были отмечены сейсмической станцией «Арты» (Свердловская область).

Вероятно, тектоническую природу имели слабые землетрясения, зафиксированные временными сейсмическими станциями «Земля» в 60-х годах в Западном Башкортостане.

Микросейсмические шумы и толчки, выявленные переносными автоматическими станциями в различных точках Уфимского Предуралья и на восточном склоне Башкирского Урала, отражают тот уровень тектонической напряженности глобального масштаба, который на платформах и в областях слабого новейшего горообразования (какой является Урал) не нарушает существующее геодинамическое равновесие в земной коре и не приводит к заметным изменениям рельефа земной поверхности. Во всяком случае, рельефообразующий и структурообразующий эффект зафиксированных сейсмических событий несоизмерим с проявлением знакопеременных новейших вертикальных движений земной коры: максимальные скорости современных поднятий здесь не превышают 6 мм/год, суммарные амплитуды новейших неогеново-четвертичных движений изменяются от 100 до 300 м в платформенной части и от 450 до 800–900 м в горах Башкортостана.

Подавляющее большинство слабых местных землетрясений в районах Республики связано с карстовыми провалами и с техногенными причинами (взрывы в карьерах и скважинах, закачка воды в нефтяные скважины, утечки в водопроводных сетях промышленных коммуникаций и жилых помещений, вызывающие изменения пластового давления порово-трещинных вод). По мнению большинства исследователей, «перераспределение и изменение давления порово-трещинных вод играет решающую роль в механизме возбужденных землетрясений» [Никонов, 1979].

Интенсивная эксплуатация месторождений с изменением пластовых давлений в нефтеносных горизонтах приводит к техногенным землетрясениям [Абдрахманов, 1993]. В начальный период эксплуатации месторождений в результате отбора флюидов повсеместно отмечается уменьшение величин пластовых давлений на 5,0–15,0 МПа относительно начальных, что вызывает образование депрессионных воронок площадью до 1000 км² (Ромашкинское, Шкаповское, Туймазинское, Ярино-Каменоложское, Мухановское, Кулешовское и другие месторождения).

Дальнейшая многолетняя разработка месторождений с применением внутри- и законтурного заводнения приводит к значительному перераспределению пластовых давлений в продуктивных пластах, изменению направленности и скоростей движения подземных вод, смещению контуров нефтеносности, интенсификации перетоков между отдельными водоносными комплексами [Абдрахманов, 1993].

Примером техногенного землетрясения является землетрясение на Татарском своде (Татарстан) в 1989 г. в Нижнекамской мобильной зоне [Камалетдинов и др., 1997].

На изменение напряжений в приповерхностных частях земной коры, особенно в городах, оказывают разнопеременные техногенные воздействия, например, забивка свай, сотрясения от движущегося транспорта — поездов, грузовых автомобилей, трамваев и др., вибрация грунтов при строительных и ремонтных работах и т.п.

Вибрационное воздействие на земную кору сейсмических шумов (сейсмическая и акустическая эмиссия) и шумов от внешних явлений (ветры, прибой, циклоны и др.) сейсмолог Н. К. Капустян из Объединенного Института физики Земли РАН называет «технической вибрационной эрозией литосферы» и рассматривает ее как «новое планетарное воздействие», как «плату за прогресс» [Капустян, 2000].

Техногенные землетрясения И. Г. Киссин [1982] относит к категории возбужденных, считая, что они «лишь провоцируют разрядку накопившихся тектонических напряжений» (с. 93). На этом основании он относит возбужденные землетрясения к тектоническим.

С этим заключением, как и с представлениями некоторых геологов о том, что любой тип землетрясений является по своей генетической сути тектоническим, нельзя согласиться.

Многие слабые землетрясения возникают в результате изменений внешних физико-географических условий, таких, например, как выпадение обильных атмосферных осадков, подтопление во время наводнений и др. Они приводят к сильному увлажнению пород, увеличению их подвижности, уменьшению фрикционного трения, разбуханию грунтов, что порождает оползни, и сопровождается повышением активности поверхностного и подземного карста, обвалами и карстовыми землетрясениями. Большая часть слабых землетрясений, обвалов и провалов в Башкирии имеет экзогенное, либо техногенное происхождение, прежде всего в зонах развития сульфатного карста. К техногенным землетрясениям возбужденного (не тектонического) типа относятся сейсмические события в местах массовой застройки высокими зданиями в городах и строительства крупных промышленных сооружений (что часто наблюдается в Уфе). Территории городов,

как и районы существующих и строящихся водохранилищ, нуждаются в повышенном локальном сейсмическом мониторинге.

Дифференцированные новейшие вертикальные движения земной коры являются одной из основных причин, создающих благоприятные структурные, геоморфологические и гидрогеологические условия для возникновения карстовых полостей, провалов и землетрясений на участках неогеново-четвертичных и современных поднятий.

Изучение карстовых землетрясений, их связи с геологическим строением, историей развития земной коры, ее современной геодинамикой, физико-географическими условиями и техногенным воздействием составляет долговременную задачу в рамках проблемы «Карст Башкортостана и землетрясения».

4.5. Карст и полезные ископаемые

В Башкортостане в закарстованных породах известны скопления углеводородов, самородной серы, бокситов и некоторых других полезных ископаемых. Среди них основными, имеющими важное народнохозяйственное значение, являются залежи нефти, газа и угля.

4.5.1. Нефть и газ

Наиболее крупные месторождения нефти и газа связаны с терригенными толщами девона и карбона платформенной части региона. На долю карбонатных резервуаров приходится около 25 % балансовых запасов углеводородного сырья.

Первостепенная роль в формировании залежей нефти и газа в карбонатных породах принадлежит их коллекторским свойствам. Последние обусловлены наличием в породах пустот трещинного, порового и карстового типов. Карстовые коллекторы в свою очередь подразделяются на каверновые, пещеристые, каверново-трещинные, порово-каверновые, каверново-пещеристые и др.

Среди целого ряда процессов, формирующих пустотность карбонатных пород (доломитизация, сульфатредукция, выщелачивание эндогенным CO_2 и др.), ведущее значение несомненно имеют палеокарстовые процессы, которые развивались во время континентальных перерывов в осадконакоплении и денудации пород. Палеогеографические данные свидетельствуют о том, что территория Башкирского Предуралья и Волго-Уральской нефтегазоносной

области в целом под воздействием восходящих тектонических движений неоднократно оказывалась в субаэральных условиях (выше уровня моря). Это способствовало образованию экзогенных трещин в карбонатных породах, развитию по ним карста под воздействием инфильтрации метеогенных вод.

Наиболее интенсивно региональные карстовые процессы проявились в конце франского, серпуховском, башкирском и артинском веках, а также в малиновское время (ранний карбон). Локальный палеокарст проявился в отдельные эпохи фаменского и московского веков, а также позднекаменноугольного времени [Лерман, 1972]. Мощность закарстованных толщ в значительной степени зависит от глубины эрозионного вреза палеорек и положения кровли водоупора. В серпуховских и башкирских отложениях мощность достигает 250–300 м.

Образование палеозойских карстовых коллекторов происходило в окислительной геохимической обстановке и сопровождалось замещением седиментогенных (преимущественно морских) вод инфильтрогенными, разрушением и выносом органики и карбонатных солей. Отсюда явствует, что ни углеводороды, ни воды, содержащиеся в настоящее время в карбонатных палеозойских породах, не являются сингенетическими этим породам. Они могут быть только эпигенетическими (вторичными), мигрировавшими из смежных (выше- и нижележащих) комплексов в течение последующих геологических эпох.

Залежи нефти и газа в Волго-Уральской области связаны исключительно с подсолевым (подкунгурским) гидрогеологическим этажом, доминирующую роль в котором играют рассолы хлоркальциевого типа. Генезис их, как указывалось, обусловлен процессами плотностной (концентрационной) конвекции солеродной маточной хлормагниевого рапы кунгурского эвапоритового палеобассейна в подстилающие терригенно-карбонатные породы палеозоя, частичным смешением с содержащимися в них формационными талассогенными рассолами и метаморфизацией раствора в прямом направлении. Гидрогеологические данные свидетельствуют об относительно позднем (после-раннепермском) времени формирования залежей углеводородов. В мезозойско-кайнозойскую эпоху застойный гидрогеодинамический режим в зоне хлоркальциевых рассолов способствовал сохранению нефтегазовых скоплений.

В разрезе карбонатного палеозоя платформенной части Башкортостана выделяются три нефтегазоносных комплекса: верхнедевонско-турнейский, ниже-среднекаменноугольный и верхнекаменноугольно-нижнепермский.

Верхнедевонско-турнейский нефтегазоносный комплекс включает доманиковые, мендымско-верхнефранские, фаменские и турнейские отложения. Мощность комплекса в среднем 400–500 м; глубина залегания его кровли 1000–1700 м (в зоне, примыкающей к Бельской впадине, до 3000 м).

Доманиковые и мендымско-верхнефранские известняки отличаются значительной глинистостью и битуминозностью, поэтому проницаемость пластов-коллекторов (5–20 м) низкая (от сотых долей до 10–15 мД) при величине пористости менее 1–3 %.

Коллекторы нижнефаменского подъяруса представлены мало-мощными (до 1 м) прослоями пористых и трещиноватых доломитов (пористость 4–5 %, проницаемость $n \times (10^{-1} - 10^{-2})$ мД), чередующимися с плотными их разностями.

В верхнефаменском подъярусе встречаются карбонатные коллекторы различных типов. Наиболее развит каверзно-трещинный тип, связанный с прослоями (до 5 м) известняков и доломитов. Пористость их не превышает 8,5 %, проницаемость 15 мД. Коллекторы трещинного типа — пласты известняков мощностью 10–30 м — распространены в Бирской седловине и на склонах Татарского и Пермско-Башкирского сводов. Они обладают пористостью от 0,05 до 0,5 %, проницаемостью от 5 до 100 мД. Поровые коллекторы представлены прослоями и линзами доломитизированных известняков и доломитов. Мощность их до 0,5–1,5 м, проницаемость 15–20 мД, пористость 6–10 %.

Турнейский ярус сложен известняками, в меньшей степени доломитами, иногда пористо-кавернозными и трещиноватыми. Коллекторские свойства их сильно колеблются: пористость — от 5 до 21,6 %, проницаемость — от 6 до 2182 мД [Закономерности..., 1975].

Несмотря на фильтрационную анизотропность пород комплекса, как по разрезу, так и по простиранию, отдельные части его имеют гидравлическую связь, что подтверждается практикой разработки многих нефтяных месторождений.

Минерализация вод верхнедевонско-турнейского комплекса изменяется от 160 до 300 г/л. По составу они являются обычно хлоридными кальциево-натриевыми. Среди газов преобладают азот и метан. Сероводород, как правило, отсутствует.

Нефтепроявления и промышленные скопления нефти установлены на Карача-Елгинской, Чермасанской, Воядинской, Югомашевской, Дюртюлинской, Михайловской, Кушкульской, Татышлинской, Тавтимановской, Табынской и других площадях. Нефтяные залежи являются пластовыми или массивными структурного типа. Они контролируются бортовыми зонами Актаныш-Чишминского прогиба,

Башкирского и Татарского палеосводов [Сюндюков, 1975]. Заслуживает внимания факт пространственного совпадения распределения запасов нефти в описываемом комплексе и в нижележащем комплексе терригенного девона, что служит аргументом в пользу вторичного происхождения залежей нефти в карбонатных коллекторах за счет вертикальной (возможно ступенчатой) миграции снизу.

Региональным флюидоупором в кровле комплекса, обеспечивающим сохранение залежей нефти, служат аргиллиты, окремненные глинистые известняки кизеловского и елховского горизонтов нижнего карбона мощностью от 2–5 до 60–80 м.

Нижне-среднекаменноугольный нефтегазоносный комплекс объединяет верхневизейские, серпуховские, башкирские, верейские и каширско-подольские отложения. Мощность его увеличивается с запада на восток от 450 до 700 м; в этом же направлении глубина залегания кровли комплекса возрастает от 800 до 2500 м и более.

Каждое из перечисленных стратиграфических подразделений имеет свои литологические и геофильтрационные особенности, отражающие разнообразие обстановок их образования и характер последующих эпигенетических процессов. Общая же закономерность состоит в приуроченности нефтегазовых скоплений к северным районам Башкортостана, где крупные залежи нефти заключены и в терригенном комплексе нижнего карбона.

В доломитах и известняках верхневизейского подъяруса и серпуховского яруса нижнего карбона, несмотря на наличие в последнем мощных высокопроницаемых (до 4700 мД) палеокарстовых коллекторов, нефтепроявления редки. Они имеют узколокальное развитие в крайних северо-западных районах Республики. Например, в серпуховском ярусе небольшая залежь нефти известна лишь на многопластовом Татышлинском месторождении. Это, в первую очередь, связано с отсутствием надежных флюидоупоров в этой части разреза.

В известняковых коллекторах башкирского яруса, относящихся к поровому и порово-каверново-трещинному типам, нефтегазопроявления развиты значительно более широко. Пористость их достигает 10%, а проницаемость 70 мД (Кызылбаево, Татышлы). Как считается, нефтяные залежи в башкирских, серпуховских и верхневизейских отложениях являются единым природным резервуаром, экранированным верейскими аргиллитами и мергелями.

Залежи газа в карбонатных отложениях башкирского яруса установлены в Юрюзано-Айской впадине (Кызылбаевская, Усть-икинская, Метелинская, Апутовская площади). Максимальные дебиты

газа (143,5 тыс. м³/сут) получены на Апутовском месторождении, где продуктивные известняки залегают на глубине 2200–2300 м.

В верейском горизонте выделяется несколько продуктивных пластов мощностью 2–20 м, представленных в основном трещинно-поровыми органогенно-обломочными известняками с пористостью 0,5–20 %, проницаемостью до 40–60, редко 700 мД. Наиболее значительные скопления нефти связаны с прибортовыми зонами некомпенсированных прогибов в северной части региона. Обильная нефтегазонасность здесь обусловлена переслаиванием пористых карбонатных прослоев с изолирующими их глинистыми породами.

Нефтеносные карбонатные коллекторы в каширском и подольском горизонтах наиболее широко представлены на площадях Северо-Западного Башкортостана (Арланской, Николо-Березовской и др.). Это органогенные доломитизированные известняки и диагенетические доломиты с пористостью 3–15 %, проницаемостью 0,3–100 мД. С усилением степени доломитизации эти показатели возрастают соответственно до 30 % и 350 мД.

Скопления углеводородов в рассматриваемом комплексе исключительно структурного типа: массивные — в серпуховском и башкирском ярусах, пластовые — в верейских и каширо-подольских отложениях.

Комплексу свойственны сероводородно-углекисло-метаново-азотные слабометаморфизированные хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 100–250 г/л и более.

Промышленная нефтегазонасность среднекаменноугольных трещинных и трещинно-кавернозных карбонатных коллекторов установлена в южной части Бельской впадины. Мощность их достигает 100–160 м, глубина залегания — 3–3,5 км. Породы имеют низкие пористость (0,5–2 %) и проницаемость (сотые доли миллиарды). Миграция углеводородов происходит по связанному трещинно-поровому пространству вторичного происхождения. Объем эпигенетических пустот достигает 14 %. Значительные дебиты нефти (240 м³/сут) и газа (2 млн. м³/сут) получены на Саратовской площади. В газовой фазе хлоридных кальциево-натриевых рассолов (до 250 г/л), наряду с CH₄ (85,9–88 %), присутствуют H₂S (3–5,6 %) и CO₂ (2,4–3,4 %).

Верхнекаменноугольно-нижнепермский комплекс промышленно нефтегазоносен в Бельской впадине Предуральяского прогиба. Здесь залежи нефти и газа приурочены к рифовым образованиям ассельско-артинского возраста, прослеживающимся вдоль западного борта прогиба. Мощность их достигает 1000 м и более. Сверху комплекс экранирован толщей соленосных пород кунгурского возраста.

Коллекторами углеводородов и подземных вод являются пористые и кавернозные известняки, пористые («губчатые») доломиты, обладающие весьма изменчивыми фильтрационными и емкостными свойствами. Пористость их варьирует от 3 до 32, иногда до 55–77 %, а проницаемость от 10 до 600 и даже 2250 мД. Породы-коллекторы имеют линзовидный характер; они залегают в центральных частях крупных рифовых массивов (Ишимбайский, Кумертауский, Введенский и др.).

Рифогенные постройки, судя по всему, являются гидрогеодинамически обособленными, невосполняемыми резервуарами нефти, газа и подземных вод. Об этом, в частности, свидетельствует разное положение водонефтяных контактов на соседних массивах. В процессе эксплуатации скважин их дебит и пластовое давление снижаются, упругий режим быстро сменяется гравитационным.

Минерализация рассолов рифогенных структур обычно составляет 220–300 г/л. Они обладают низкой метаморфизацией, хлоридным натриевым составом, содержат иод (до 90 мг/л), бром (до 830 мг/л), калий (до 340 мг/л) и другие микроэлементы.

В пределах центральной части и восточного борта Бельской впадины открыты газоконденсатные месторождения (Саратовское, Исимовское, Карлинское и др.), связанные с трещиноватыми известняками и мергелями нижней перми и верхнего карбона, слагающими брахиантиклинали кинзебулатовского типа. Массивные залежи классифицируются как структурные, тектонически экранированные, в отличие от литологических скоплений рифогенного типа.

Запасы нефти и газа в Бельской впадине распределены неравномерно: 95 % их приурочено к рифовым массивам и только 5 % к структурам кинзебулатовского типа.

В Юрюзано-Айской впадине промышленная нефтеносность верхнего карбона установлена на Кызылбаевской площади, где притоки нефти в скважины составили 170–350 м³/сут. Нефтегазопроявления в этой части прогиба зафиксированы на Яныбаевской и Алегазовской площадях.

4.5.2. Карст и твердые полезные ископаемые

На Южном Урале и в Предуралье карст оказывает влияние на образование новых, преобразование и перестройку ранее существовавших месторождений полезных ископаемых с полным или частичным их сохранением.

Большую роль карст сыграл в перестройке месторождений пластовых бокситов, приуроченных к верхнедевонским известнякам западного склона Южного Урала. Продукты их разрушения (обломочные бокситы) накапливались в карстовых воронках глубиной до 10–12 м (месторождения Кукшик, Айское, Ново-Пристанское и др.). С карстовыми воронками связаны месторождения фосфоритов Башкирского Предуралья в Архангельском, Гафурийском, Ишимбайском районах.

Карстовые процессы способствовали образованию месторождений переотложенных марганцевых руд (Улу-Телякское, Ашинское) и месторождений окисленных железных руд в предгорной и горной полосе Башкортостана на закарстованных карбонатных породах нижней перми, карбона, девона и более древних отложениях.

Многие месторождения бурых железняков в Тирлянском, Лемезинском, Инзерском, Зигазино-Комаровском, Авзяно-Узянском и Катав-Юрюзанском железорудных районах связаны с древним карстом в нижнепалеозойских и докембрийских карбонатных породах и с переотложенными корами выветривания.

Предакчагыльские поднятия Урала и Приуралья, сопровождавшиеся образованием разрывных нарушений и дифференцированными вертикальными перемещениями отдельных блоков земной коры, вызвали образование ряда крупных и мелких карстовых провалов. Особенно много их возникло в Предуралье, где присутствуют мощные толщи гипсов, ангидритов и каменной соли. Поверхностные воды вымывали с приподнятых участков древний элювий, а также морские и озерные отложения мезозоя и кайнозоя и переотлагали их в образовавшихся депрессиях. На возвышенностях эти рыхлые образования сохранились только в карстовых провалах и подвергались воздействию карстовых вод [Вахрушев, 1964].

Так возникли многочисленные карстовые месторождения белых огнеупорных и кислотоупорных глин, стекольных и формовочных песков, глин-красок, алунитов, бокситов, фосфоритов, глауконитов, белого мела и бурых углей (Южно-Уральский бурогольный бассейн).

Белые глины используются как керамическое и кислотоупорное сырье, а пески — как стекольный и формовочный материал (Мускульдинское, Курбатовское, Тавтимановское, Кутлугузинское, Байгузинское, Ивановское, Суракайское, Белорецкое и другие месторождения). Во многих провальных воронках в сакмаро-артинских известняках Уфимского плато и в карбонатных породах нижнего карбона западных передовых хребтов Южного Урала сохранились небольшие скопления

разноцветных глин-красок, алунитов и бокситов, содержащих до 41 % глинозема.

В южной части Бельской впадины к карстовым и эрозионно-карстовым депрессиям в кунгурских соленосных породах (площадь их до 10–20 км²) приурочены месторождения бурых углей (более 50) преимущественно олигоцен-миоценового возраста. Мощность залежей достигает 50–100 м и более; общие запасы углей около 2 млрд. т. Образование депрессий, в которых шло накопление углей Южно-Уральского буроугольного бассейна, было вызвано новейшим тектоническим прогибанием Предуралья, а сохранение месторождений углей — главным образом карстовыми процессами, а также проявлением глыбовой и соляной тектоники.

Эрозионно-карстовые процессы в раннекаменноугольное время сыграли важную роль в размещении и формировании залежей каменного угля в терригенных бобриковских отложениях на территории Северо-Западного Башкортостана (север Бирской седловины и примыкающая к ней часть Верхне-Камской впадины). В течение турнейского века здесь в мелководных морских условиях накопилась толща известняков, современная мощность которой составляет 80–130 м. В предбобриковское время под влиянием восходящих тектонических движений она вместе с перекрывающими аргиллитами елховского горизонта (до 20 м) была выведена из под уровня моря. В ходе последующих эрозионных и карстовых процессов на локальных участках молодого континентального плато были удалены слабопроницаемые глинистые елховские породы, частично или полностью уничтожены турнейские карбонаты. Местами денудацией были охвачены даже верхи верхнефаменского подъяруса.

Площадь образовавшихся при этом эрозионно-карстовых впадин составила от 1 до 15 км². В бобриковское время они были заполнены песчано-углистыми породами, переслаивающимися с глинами. В 60-х годах прошлого столетия только в пределах Арланского и Орьбаш-Чераульского нефтяных месторождений бурением было выявлено свыше 11 угленосных впадин, в которых средняя мощность пластов углей изменяется от 7,6 до 20,8 м (максимальная мощность 28 м). Они залегают на глубине 1250–1450 м. По оценке Д. Н. Буракаева [1971₂], за пределами указанных месторождений на Игровской, Иткинеевской, Янаульской и других площадях находится более 3/4 эрозионно-карстовых впадин с мощными пластами угля. Общие прогнозные запасы его в Северо-Западном Башкортостане оцениваются в 1,89 млрд. т.

4.5.3. Минеральные карстовые воды

Минеральные воды являются ценнейшим полезным ископаемым. Это — один из составных элементов подземной гидросферы, причем занимающий в ней доминирующее положение. В артезианских структурах, развитых более чем на 2/3 территории Башкортостана, они распространены преимущественно в палеозойских отложениях мощностью до 2–2,5 км и более, которые на 80–90 % представлены в той или иной степени закарстованными породами. Гидрогеологическая роль современных и древних карстовых процессов двойкая: с одной стороны, они непосредственно служат причиной образования различных геохимических типов минеральных вод, а с другой — созданные ими карстовые формы часто являются коллекторами вод вторичного происхождения (в том числе сформировавшихся в терригенных отложениях) или каналами их миграции.

Ниже приводится описание условий распространения и формирования минеральных (лечебных и промышленных) трещинно-карстовых вод Башкирской части Волго-Уральского артезианского бассейна. В связи со слабой гидрогеологической изученностью горно-складчатого Урала минеральные трещинно-карстовые и карстово-жильные воды этой структуры освещены весьма схематично.

Волго-Уральский артезианский бассейн

Геотектонически бассейн отвечает Волго-Уральской антеклизе, Предуральскому прогибу и западному склону Урала, в пределах которых выделяется два структурных этажа. Нижний этаж представлен кристаллическими образованиями архея — раннего протерозоя, слагающими фундамент бассейна. Верхний этаж сложен осадочными толщами позднепротерозойского, палеозойского и мезозойско-кайнозойского возраста. Это в основном карбонатные, в меньшей степени терригенные и галогенные породы мощностью от 1,7–4 км на сводах (Татарском, Пермско-Башкирском) до 8–12 км во впадинах (Верхне-Камской, Бельской, Юрюзано-Сылвинской).

Результатом длительной геисторической эволюции бассейна (свыше 1650 млн. лет) является современный гидростратиграфический разрез, который представлен десятью комплексами (см. 2.6.1). Закарстованные породы, а также пространственно и генетически связанные с ними минеральные воды, как уже указывалось, наиболее широко представлены в четырех из них: верхнедевонско-турнейском,

нижне-среднекаменноугольном, средне-верхнекаменноугольном и нижнепермском карбонатном и кунгурском карбонатно-галогенном. Карбонатные осадки и гипсы в виде отдельных прослоев встречаются и в верхнепермском комплексе.

Газогеохимическая зональность

Анализ распределения различных геохимических типов подземных вод в осадочном чехле бассейна позволяет выделить два гидрогеохимических этажа. Верхний этаж (до 300–500 м) включает безнапорные и субнапорные преимущественно кислородно-азотные и азотные инфильтрационные воды с минерализацией до 10–20 г/л. В пределах нижнего этажа залегают высоконапорные рассолы различного происхождения (седиментогенные, инфильтрационные, смешанные) с концентрацией солей до 300 г/л и более. Водорастворенные газы представлены H_2S , CO_2 , N_2 , CH_4 , отвечающими восстановительной геохимической среде, обстановке весьма затрудненного водообмена и квазизастойного режима земных недр. Границей между этажами служат галогенные осадки кунгура. В пределах этажей выделяются 4 зоны — гидрокарбонатная, сульфатная, сульфатно-хлоридная и хлоридная — которые подразделяются на ряд подзон.

Зона гидрокарбонатных кислородно-азотных вод (M до 1 г/л) приурочена к породам широкого возрастного диапазона (от четвертичных на платформе до девонских на западном склоне Урала) и соответствует зоне интенсивной циркуляции. Газовый состав вод отвечает окислительной геохимической обстановке: N_2 — 30–35, CO_2 — 5–30, O_2 до 10 мг/л. Газонасыщенность обычно 15–50 мл/л; Eh от +100 до +650 мВ; pH 6,7–8,8; T 4–6°С. Минеральные воды в данной зоне, за редким исключением (источник «Кургазак»), отсутствуют. Мощность зоны достигает 200 м.

Зона сульфатных вод развита почти повсеместно и связана преимущественно с пермскими гипсами и загипсованными отложениями; в гидрогеодинамическом отношении отвечает как зоне интенсивного водообмена (выше вреза эрозионной сети), так и зоне затрудненного водообмена. В её пределах заключены основные ресурсы лечебно-питьевых минеральных вод инфильтрационного происхождения.

Кислородно-азотный и азотный состав сульфатных вод формируется за счет поступления вместе с метеогенными водами атмосферных газов. Концентрация O_2 вниз по разрезу зоны снижается от 5 мг/л до нуля, а величина Eh от +250 до –150 мВ; pH 7,3–8,8; T 4–10°С.

По катионному составу воды сульфатной зоны относятся к двум основным группам: кальциевой и натриевой, соответствующим подзонам гипсовых (мощностью 10–100 м) и глауберовых (мощностью 10–200 м) вод. Минерализация сульфатных кальциевых вод обычно не превышает 2,6 г/л, а сульфатных натриевых достигает 20 г/л.

Зона сульфатно-хлоридных вод с минерализацией 5–43 г/л, как и вышележащая, связана главным образом с пермскими породами и характеризуется условиями затрудненного гидрогеодинамического режима. Среди катионов преобладают натрий и кальций. В геохимическом отношении зона занимает промежуточное положение, отличаясь окислительно-восстановительной обстановкой (E_h от +100 до –180 мВ, рН 6,5–7,5), газами атмосферного (O_2 , N_2) и биохимического (H_2S) происхождения. Поэтому минеральные воды этой зоны могут быть использованы в лечебно-питьевых и бальнеологических целях.

Глубина залегания сульфатно-хлоридных вод изменяется от 25 до 300 м, мощность зоны обычно не превышает 100–150 м.

Зона хлоридных рассолов развита повсеместно, занимает наибольший интервал гидрогеохимического разреза (от 1,4–3 км на Татарском своде до 10–11 км в Предуральском прогибе) и почти полностью соответствует нижнему этажу бассейна. Глубина залегания кровли ее обычно составляет 300–600 м. В составе зоны выделяются две подзоны: натриевых и натриево-кальциевых рассолов, граница между которыми проходит на глубине 1,3–1,5 км.

Подзона хлоридных натриевых сульфидно-углекисло-метаново-азотных рассолов (36–320 г/л) в генетическом отношении связана с сульфатизированными и битуминозными карбонатными породами раннепермского и каменноугольного возраста, залегающими в обстановке весьма затрудненного водообмена. Геохимически она отвечает умеренно и резко восстановительной обстановке с величиной E_h от –100 до –430 мВ; рН 5,4–7; Т 10–35°C. Газонасыщенность вод достигает 800 мл/л и редко более. Содержание H_2S в верхней части зоны достигает 1–2 г/л, с глубиной оно снижается до полного исчезновения в нижнекаменноугольных терригенных отложениях.

Подзона хлоридных натриево-кальциевых азотно-метановых (метановых) рассолов (200–330 г/л) гидрогеодинамически соответствует условиям квазистационарного режима. Характерны для нее нормально восстановительная среда с величиной E_h от –100 до –300 мВ; рН 5,9–7,3; Т 35–150°C; высокая метаморфизация рассолов ($r_{Na/rCl}$ 0,2–0,7; Cl/Br 70–160; Br до 2,2 г/л). Газовый фактор изменяется от 250 до 1000 мл/л и более. Содержание углеводородных газов достигает 90 %.

В Оренбургском и Пермском Предуралье в кунгурских ангидритах и солях на глубине 395–1300 м обнаружены весьма крепкие (до 450 г/л) рассолы хлоридного магниевого состава с высокими концентрациями магния (до 109 г/л), брома (до 13,5 г/л) и других микрокомпонентов.

Закономерности распространения и формирования лечебных вод

Минеральными лечебными водами принято считать воды, содержащие в повышенных концентрациях те или иные минеральные (реже органические) компоненты и газы и /или обладающие какими-либо специфическими физическими свойствами (радиоактивностью, активной реакцией и др.), благодаря которым эти воды оказывают на организм лечебное действие [Иванов, Невраев, 1964]. При этом все лечебные воды по характеру использования подразделяются на две категории — питьевые и бальнеологические (наружное применение). Среди питьевых вод, в свою очередь, по величине минерализации выделяются лечебно-столовые (М до 8–10 г/л) и лечебные (М 10–20 г/л). Воды, используемые для ванн (сероводородные и бромистые), имеют верхний предел минерализации 150 г/л; более крепкие рассолы использовать в неразбавленном виде нельзя. Обычно же минерализация вод наружного применения не превышает 30–50 г/л.

Минеральные трещинно-карстовые воды Волго-Уральского бассейна в соответствии с классификацией указанных авторов относятся к четырем группам: А — без «специфических» компонентов и свойств, В — сероводородных, Д — бромистых и иодистых, Е — радоновых.

Воды без «специфических» компонентов и свойств. Лечебное воздействие вод этой группы определяется минерализацией и составом главных ионов. Преобладают сульфатные и сульфатно-хлоридные воды. Они приурочены к пермским (кунгурским, уфимским, казанским) гипсам, реже к известнякам и доломитам, иногда содержащим включения галита. Глубина залегания вод изменяется от 10 до 200 м. Воды холодные (4–7°С), кислородно-азотного газового состава. Минерализация их обычно не превышает 8–10 г/л.

Сульфатные (гидрокарбонатно-сульфатные) воды с минерализацией 1–3 г/л формируются в верхней гидрогеодинамической зоне за счет конгруэнтного растворения (выщелачивания) гипсов и загипсованных карбонатных пород. Дебит карстовых источников, особенно многочисленных на западном обрамлении Уфимского плато и Уршак-Бельском междуречье, достигает 20–50 л/с и более, а удельные дебиты

$$M_{3,5} \frac{SO^4 90 \text{ HCO}^3 7 \text{ Cl} 3}{Na 53 \text{ Ca} 30 \text{ Mg} 17}.$$

а на глубине 89,1–135,0 м:

$$M_{10,9} \frac{SO^4 94 \text{ Cl} 5 \text{ HCO}^3 1}{Na 82 \text{ Ca} 11 \text{ Mg} 7}.$$

Солевой состав вод (% экв): Na_2SO_4 35–81, $CaSO_4$ 3–40, $MgSO_4$ 1–19, $NaCl$ 1–18, $Ca(HCO_3)_2$ 0–19. В наиболее минерализованных водах концентрация Na_2SO_4 достигает 7–10 г/л.

Анализ данных о современном использовании сульфатных натриевых вод в России и за рубежом свидетельствует, что среди вод сульфатного класса они являются наиболее ценными и дефицитными. В России — это Учумские, Ивановские и др., а за рубежом — Будапештские и Иаскараенские.

Кислородно-азотные (азотные) сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые воды типа Ижевской минеральной воды («Шифалы-Су») имеют очаговое распространение в неглубокозалегающих (до 50–100 м) карбонатно-галогенных осадках кунгура, содержащих в твердой фазе галит. Минерализация их изменяется в пределах 2,8–8 г/л. Среди вод этого типа наиболее известен источник «Соленый Ключ» (г. Бирск):

$$M_{5,8} \frac{Cl 55 \text{ SO}^4 40 \text{ HCO}^3 5}{Na 55 \text{ Ca} 39 \text{ Mg} 6} \text{ pH } 7,0 \text{ Eh } +65.$$

В солевом составе воды содержатся (% экв): $NaCl$ 55, $CaSO_4$ 34, $MgSO_4$ 6, $Ca(HCO_3)_2$ 5.

К сульфатно-хлоридным кальциево-натриевым также относится большинство источников Уржумовской и Лекандинской групп.

Хлоридные натриевые минеральные вод с водорастворимыми газами кислородно-азотного состава встречаются редко. Представителями их, в частности, являются некоторые Уржумовские источники, приуроченные к засоленным известнякам кунгура:

$$M_{7,7-1,9} \frac{Cl 77-84 \text{ SO}^4 13-18 \text{ HCO}^3 3-4}{Na 80-85 \text{ Ca} 12-16 \text{ Mg} 3-4} \text{ pH } 7,0-7,2 \text{ Eh } +65-+135 \text{ T } 6,5-7,0.$$

Сероводород в них отсутствует, а концентрация O_2 составляет 0,5–1 мг/л. Близкими аналогами вод такого состава являются воды Миргородского и Минского типов. Широко используются они на курортах Прибалтики («Дзинтари» и «Паланга»).

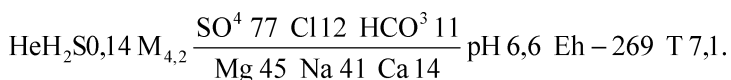
Особое положение занимают хлоридные (гидрокарбонатно-хлоридные) натриевые минеральные источники Предуральского

прогиба (Терекинские, Аскынские, Ташастинские), приуроченные к зонам дизъюнктивных нарушений в каменноугольных известняках. Как показали гидрогеотермические и гидрогеохимические (в том числе гелиевые) исследования [Попов, Егоров, 1990], формирование их связано с процессами смешения пресных гидрокарбонатных вод с хлоридными солеными водами, разгружающимися с глубины до 400–500 м из каменноугольных пород.

Сероводородные (сульфидные) воды в бальнеологическом отношении — это одна из наиболее ценных групп минеральных вод. Физиологически активными компонентами в них являются H_2S и HS^- , суммарное количество которых (общий сероводород) должно превышать 10 мг/л. В исследуемом регионе сульфидные воды имеют повсеместное развитие; они встречаются в широком диапазоне глубин (от 100–300 до 1200–1500 м) и приурочены главным образом к комплексам карбона и нижней перми.

Наибольший интерес представляют трещинно-карстовые карбонатные коллекторы ассельско-артинского возраста, при вскрытии которых в долинах рек скважины часто самоизливаются с дебитом от 0,1 до 7 л/с. Воды комплекса наиболее богаты H_2S , а также отличаются разнообразием минерализации, ионно-солевого и микрокомпонентного состава. Среди них выделяются три типа: 1) сульфатный кальциевый, магниевый-кальциевый (3–5 г/л), 2) сульфатно-хлоридный кальциевый-натриевый и натриевый (5–43 г/л) и 3) хлоридный натриевый (свыше 30 г/л).

Сульфатные щелочноземельные воды распространены преимущественно на Пермско-Башкирском своде (рис. 47). По составу они близки к Кемерискому и Сергиевскому типам, отличаясь от них более высокой минерализацией и концентрацией сульфидов (до 150 мг/л). Содержание микроэлементов в водах этого типа низкое: брома 1,4–1,5, иода 0,02–0,05 мг/л. В качестве примера может быть названа вода, используемая в бальнеолечебнице «Светлый Ключ» (д. Новоказанчи):



Вниз по разрезу карбонатных нижнепермских отложений Пермско-Башкирского свода, а также к западу и востоку от него с погружением под кунгурские отложения солоноватые сульфатные воды сменяются солеными сульфатно-хлоридными водами, а последние — хлоридными рассолами.

Минерализация сульфатно-хлоридных кальциевый-натриевых вод вдоль западной окраины Пермско-Башкирского свода на глубине

100–360 м изменяется в пределах 4,5–14,5 г/л, а хлоридных натриевых на глубине до 600 м — 53–97 г/л. Концентрация H_2S в них около 300 мг/л. Примерно такие же количества сероводорода (150–400 мг/л), судя по результатам опробования минеральных вод курорта «Ключи» (юго-восток Пермской обл.), наблюдаются в сульфатно-хлоридных и хлоридных водах Юрюзано-Сылвинской впадины.

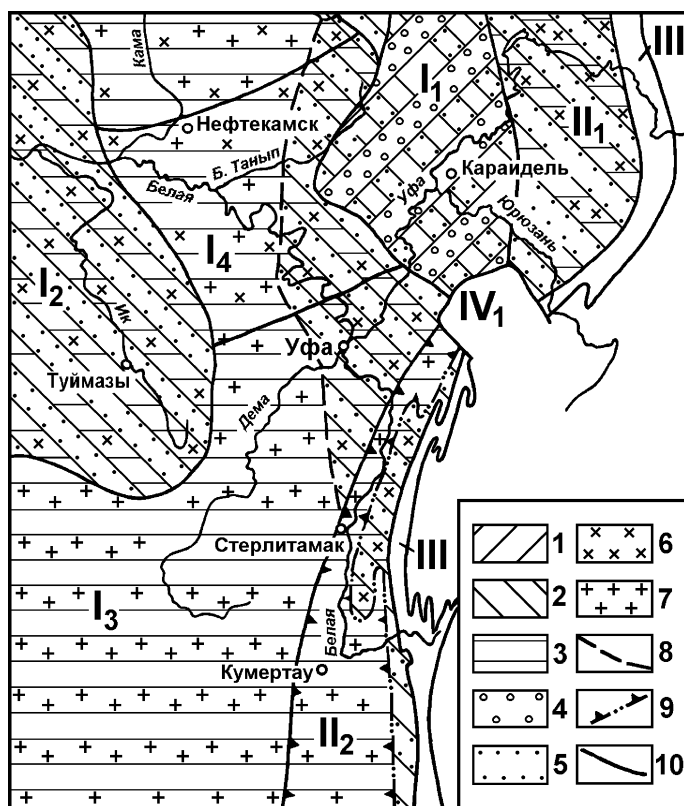
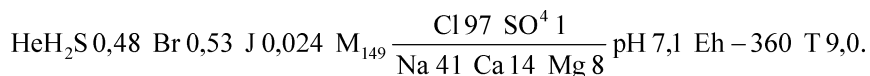


Рис. 47. Карта основных типов сульфидных вод нижнепермских отложений Западного Башкортостана

Воды состава: 1 – сульфатного магниево-кальциевого; 2 – сульфатно-хлоридного кальциево-натриевого и натриевого; 3 – хлоридного натриевого и кальциево-натриевого. Минерализация воды, г/л: 4 – 3–5; 5 – 5–36; 6 – 36–150; 7 – 150–330; 8 – границы вод различного состава; 9 – границы распространения солей в Предуральском прогибе; 10 – границы тектонических структур первого и второго порядков (см. рис. 12)

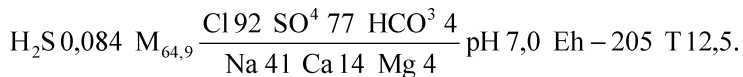
На Татарском своде сульфатно-хлоридные сульфидные воды залегают на глубине 130–270 м, имеют минерализацию до 36–43 г/л, содержание H_2S изменяется от 62 до 192, брома до 21 мг/л.

Основным типом сульфидных вод нижнепермских отложений является хлоридный натриевый. Минерализация их на юго-западе и северо-западе Башкирии достигает 250–300 г/л. Концентрация H_2S в рассолах чаще всего составляет 250–300 мг/л. Представление о них дает формула состава воды вскрытой в артинских известняках на глубине 316–325 м и используемой в бальнеолечебнице НГДУ «Южарланнефть»:



В Бельской впадине воды карбонатных структур кинзебулатовского типа имеют минерализацию от 36 до 240 г/л. Содержание сульфидов в них от 50 до 4000, брома 50–400, иода 2–80 мг/л. В поднефтяных водах нижнепермских рифовых массивов в районе г. Ишимбай содержание H_2S достигает 1 г/л. Минерализация рассолов обычно составляет 250–290 г/л. Их отличают высокие концентрации брома (до 830 мг/л) и иода (до 90 мг/л), что является дополнительным лечебным фактором.

Здесь расположено Красноусольское месторождение сульфидных вод, приуроченное к сводовой части Усольской антиклинали, сложенной известняками среднего и верхнего карбона. Характерна тектоническая нарушенность пород. Сероводородные воды (H_2S до 80 мг/л) выходят на поверхность в виде восходящих источников (их 29 групп с суммарным дебитом свыше 80 л/с) и вскрываются скважинами глубиной от 23 до 190 м. Состав воды одной из них следующий:



С увеличением глубины, сопровождающимся снижением подвижности подземных вод и ростом их метаморфизации (концентрации $CaCl_2$), содержание сульфидов закономерно уменьшается до полного исчезновения в нижнекаменноугольных – верхнедевонских отложениях.

Главная роль в формировании сероводородных вод, несомненно, принадлежит процессам биохимической сульфатредукции, то есть восстановления сульфатов углеводородами при участии бактерий, согласно реакции:

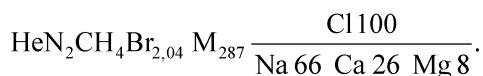


Основными факторами, контролирующими этот процесс, являются: 1) наличие гипсово-ангидритовых пород и связанных с ними сульфатсодержащих вод, являющихся питательной средой для некоторых видов микроорганизмов; 2) подвижность подземных вод; 3) обогащенность карбонатных коллекторов ОВ (битумы, нефть); 4) слабое развитие глинистых пород, обогащенных закисным железом (H_2S в них расходуется на образование сульфидов железа); 5) параметры среды обитания микроорганизмов ($T < 80^\circ C$, $P < 40$ МПа, Eh от -10 до -430 мВ, pH 5–8).

Отсюда становится очевидным, что в Волго-Уральском бассейне наиболее благоприятными условиями для образования сульфидов биогенным путем по сумме факторов обладают воды нижнепермских и верхнекаменноугольных карбонатных пород, в которых наблюдаются максимальные концентрации сероводорода ($n \times 10^2 - n \times 10^3$ мг/л).

Следует отметить, что сульфидные воды, обладая очень большими запасами и благоприятными условиями эксплуатации, могут стать надежной базой для расширения санаторно-курортной сети на территории Башкирского Предуралья. В настоящее время они используются в бальнеолечебнице «Светлый Ключ» (д. Новоказанчи), санаториях-профилакториях «Южарланнефть», «Октябрьскнефть», Институте гигиены и профзаболеваний (г. Уфа) и курорте «Красноусольский». В недалекой перспективе они найдут применение и в санатории-профилактории АНК Башнефть «Агидель» (г. Дюртюли).

Бромистые и иодистые воды. В отличие от сероводородных бромистые и иодистые воды оказывают активное физиологическое воздействие, как при наружном, так и внутреннем применении. В последнем случае лечебными питьевыми считаются те, которые по величине минерализации пригодны для приема внутрь или при разбавлении их пресными водами (до 10–15 г/л для хлоридных вод) сохраняют кондиционные концентрации брома (25 мг/л) и иода (5 мг/л). Учитывая это, к бромистым водам могут быть уверенно отнесены азотно-метановые рассолы палеокарстовых карбонатных коллекторов франского, фаменского и турнейского возраста, залегающие на глубине свыше 1,2–1,5 км. Концентрация брома в них достигает 1,5–2 г/л при минерализации 250–290 г/л (30–50 мг Br/л в расчете на воду с минерализацией 15 г/л). Средняя концентрация брома для этого комплекса равна 446 мг/л, а минерализация 246 г/л. Максимум элемента обнаружен в крепких рассолах на глубине 2147–2164 м, вскрытых скважиной 1 Черкасской площади:

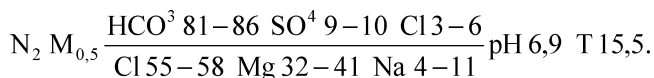


Рассолы вышележащих комплексов карбона и девона не могут быть использованы для приготовления питьевых бромистых вод в связи с относительно низкими концентрациями в них брома и присутствием сероводорода. Тем более, эти рассолы не могут считаться питьевыми иодистыми. Вместе с тем, азотно-метановые рассолы, содержащие бром и иод, могут использоваться для приготовления ванн. Высокая бальнеологическая ценность их подтверждается лечебной практикой на курорте «Усть-Качка» в Пермской области и в бальнеолечебнице «Южарланнефть», где в разбавленном виде используются рассолы (271–276 г/л) с концентрациями брома 290–690, иода 20–22 мг/л.

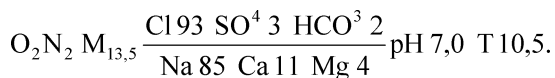
Радоновые воды. Лечебную ценность представляют воды с содержанием радона более 5 нКи/л, которые в зависимости от величины минерализации и активности используются как для бальнеологических, так и для питьевых целей. Широкое применение лечебно-питьевые радоновые воды получили благодаря свойствам радона быстро выводиться из организма (период полураспада его равен 3,825 сут), в отличие от радия и урана, накапливающихся в нем.

Месторождения и проявления радоновых вод в Предуралье имеют очаговый характер. Они приурочены к зонам тектонических нарушений в карбонатных породах. В Юрюзано-Сылвинской депрессии к радоновым относится источник «Кургазак» и некоторые источники Куткантауской группы.

Содержание радона в источнике «Кургазак», связанного с нижнекаменноугольными известняками, составляет 5,4–6,3 нКи/л. Дебит его 100–125 л/с. Химический состав воды указывает на ее инфильтрационное происхождение:



В Бельской впадине к группе радоновых принадлежит один из источников Красноусольского месторождения минеральных вод, также приуроченного к карбонатным породам каменноугольного возраста. В нем содержится 10–25 нКи/л радона при хлоридном натриевом составе и величине минерализации 7,6–13,5 г/л. Формула химического состава воды:



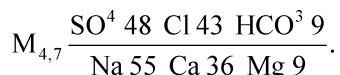
Как видно, среди солей присутствует хлористый кальций (8 % экв), свидетельствующий об участии в формировании этой воды седиментогенной составляющей. Радоновые источники подобного

геохимического облика в природе встречаются весьма редко (Джеты-Огуз в Кыргызстане, Кройцнах и Таале в Германии), поэтому лечебные свойства воды оцениваются высоко.

Бассейн трещинно-жильных вод Урала

Минеральные воды этой структуры, как указывалось, изучены слабо. Имеющиеся отрывочные сведения касаются главным образом ее Зауральской части (Магнитогорского мегасинклиория), где развиты трещиноватые и закарстованные известняки и доломиты средне-визейско-намюрского возраста (кизильской свиты).

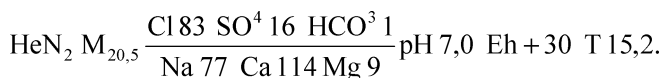
Минеральные воды без «специфических» компонентов и свойств вскрываются на водоразделах скважинами глубиной до 50 м; по составу это сульфатно-хлоридные и хлоридные кальциево-натриевые и кальциево-магниевые-натриевые воды с минерализацией до 4,7 г/л. Они относятся к Алма-Атинскому, Минскому, Луганскому и Миргородскому типам. В качестве примера может быть приведена вода следующего состава:



На больших глубинах в карбонатах раннекаменноугольного возраста здесь возможно обнаружение лечебных вод с кондиционными концентрациями специфических биологически активных элементов, в частности сероводорода и брома. На это указывают данные опробования скважин Уральской площади. Минерализация хлоридных кальциево-натриевых вод (видимо, разбавленных), выведенных с глубины 2,0–3,9 км, составляет 18–63 г/л. В них присутствуют бром (58 мг/л) и иод (5 мг/л).

В Инзерском синклиории к контакту известняков катавской свиты и сланцев зильмердакской свиты позднего протерозоя приурочено Ассинское месторождение минеральных вод. Оно представлено группой источников естественного происхождения в основании левого склона долины речки Юрмаш и двумя неглубокими скважинами (10 и 43 м). В геохимическом отношении воды относятся к морскому (хлормagneвому) типу. Коэффициент гNa/гCl составляет 0,89–0,92 при величине минерализации 1,1–20,5 г/л. Среди газов преобладает азот; Eh от +20 до +220 мВ, T 7,0–15,3°C.

Для приготовления лечебных ванн в санатории используется вода:



Газогидрогеохимические данные Ассинских источников отражают процессы смешения пресных метеогенных вод с субтермальными солеными талассогенными водами, разгружающимися из погруженных частей Инзерской синклинали (до 600–1000 м). Наличие глубинной составляющей в водах фиксируется высокими концентрациями в них гелия (до $1,1 \times 10^{-1}$ мл/л), обнаруживающего прямую корреляционную связь с хлором, температурой и Eh [Абдрахманов, Попов, 1999; Попов, Абдрахманов, 1999].

Закономерности распространения и формирования промышленных вод

К промышленным относятся подземные воды (главным образом рассолы), которые содержат полезные компоненты и соединения в концентрациях, обеспечивающих в конкретных гидрогеологических условиях их рентабельную добычу и переработку с целью получения полезной продукции существующими техническими средствами с использованием современных технологических процессов.

Целесообразность добычи и переработки промышленных вод, в первую очередь иодобромных, для которых установлены технико-экономические показатели извлечения иода и брома и имеется опыт эксплуатации месторождений в России и странах СНГ, определяются не только их концентрацией, но в значительной степени зависят и от геолого-гидрогеологических условий месторождений (глубины залегания продуктивных горизонтов, их производительности, глубины динамических уровней), и от целого ряда других обстоятельств, в том числе природоохранного характера.

Для Волго-Уральского бассейна минимальный дебит одной скважины должен быть 470–1000 м³/сут, суммарный дебит водозабора 10–22 тыс. м³/сут при максимальном понижении уровня воды 490–620 м, концентрации брома 300–1100, иода 10–16 мг/л [Бондаренко, Куликов, 1984].

В Башкирском Предуралье наибольший интерес как гидроминеральное сырье представляют рассолы, обогащенные бромом и иодом. Накопление этих элементов в различных геохимических типах рассолов происходит селективно. Учитывая это, а также зональный характер распределения рассолов в осадочном чехле региона, следует последовательно рассмотреть вопросы, касающиеся: 1) формирования общего

ионно-солевого состава рассолов, 2) геохимии вышеназванных элементов в рассолах карстогенных гидрогеологических комплексов, 3) производительности комплексов и перспектив использования их в качестве источника гидроминерального сырья.

Формирование ионно-солевого состава рассолов

Как уже указывалось, в Предуралье выделяется три основных геохимических типа хлоридных рассолов: 1) натриевые, 2) магниевые (натриево-магниевые) и 3) натриево-кальциевые (кальциево-натриевые). Они пространственно и генетически связаны с пермскими галогенными формациями, суммарная мощность которых изменяется от нескольких десятков метров в Бирской и Верхне-Камской впадинах до 1–1,6 км в Бельской. К хлоридному натриевому типу относятся над- и подсолевые рассолы с минерализацией от 36 до 320 г/л. Верхний предел их минерализации регламентируется растворимостью галита. Отличительной чертой этих рассолов служит низкая метаморфизация ($rNa/rCl \approx 1$), обедненность бромом (менее 0,2 г/л, Cl/Br до 8000), высокая сульфатность ($rSO_4 \times 100/rCl$ 1–10). Генетически это типичные рассолы выщелачивания, образовавшиеся при взаимодействии инфильтрогенных вод с галитовой фазой галогенеза при участии процессов молекулярной диффузии натрия и хлора из соленосных толщ.

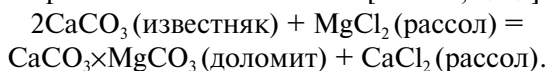
Обогащенные бромом, калием, бором, магнием и другими элементами хлоридные магниевые рассолы принадлежат к категории меж- и внутрисолевых. Минерализация их достигает 400–450 г/л. Величина отношения rNa/rCl 0,11–0,64, Cl/Br 15–71, $rSO_4 \times 100/rCl$ 0,05–1,5. Запасы их невелики вследствие локального развития вмещающих коллекторов. Если пермские соли представляют собой твердую фазу галогенеза, то магниевые рассолы — это его жидкая фаза (маточная рапа), знаменующая завершающие стадии испарительной концентрации солей (галитовую, эпсомитовую, карналлитовую).

Хлоркальциевые рассолы образуют выдержанную в пространстве гидрогеохимическую зону мощностью до 2–3 км и более, приуроченную к каменноугольным, девонским и верхнепротерозойским отложениям, находящимся в застойной гидрогеодинамической обстановке. Эти рассолы (200–330 г/л) содержат высокие концентрации хлористого кальция (до 50–80%), бром, редкие щелочные элементы, газы преимущественно углеводородного состава.

Проблема формирования подобных рассолов до сих пор не имеет однозначного решения. Для объяснения их генезиса, как известно,

был выдвинут ряд гипотез: инфильтрогенная (метеогенная), эндогенная (ювенильная) и седиментогенно-эпигенетическая (литогенетическая).

В существующих литолого-гидрогеохимических условиях региона основным процессом, ведущим к образованию хлоридных натриево-кальциевых рассолов, является метасоматическая доломитизация известняков, осуществляемая на стадиях диа- и эпигенеза при нисходящей миграции через них маточных рассолов преимущественно пермских эвапоритовых палеобассейнов [Попов, 1989]:



Этот процесс протекает по внутридиффузионному механизму и поэтому реализуется в масштабах геологического времени. Интенсивность его увеличивается с ростом температуры и содержания магния в рассолах. Вследствие максимальных величин отношения гMg/гCa для маточных рассолов Предуралья (до 200 при минерализации до 400 г/л и более) они обладают высокой доломитизирующей способностью.

Эпигенетические доломиты развиты во всех стратиграфических подразделениях палеозоя и позднего протерозоя Предуралья [Сюндюков, 1975]. В них установлены явные черты вторичных изменений: метасоматоз кальцита доломитом, сильная изменчивость степени доломитизации, ее селективный характер и пр. Доля вторично доломитизированных пород составляет до 30 % от мощности палеозойской толщи. Содержание магния в них достигает 10 %.

Комплексные исследования, включающие литолого-фациальный анализ карбонатных толщ и балансовые гидрогеохимические расчеты, показали соответствие масс кальция в рассолах и магния во вторичных доломитах. Следовательно, количества кальция, высвобождающегося из известняков при метасоматических процессах, вполне достаточно для образования хлоркальциевых рассолов соответствующего геохимического облика в палеозойских отложениях. Примечательно, что наиболее метаморфизованные натриево-кальциевые рассолы Волго-Уральского бассейна в настоящее время имеют очень низкую величину коэффициента гMg/гCa (0,05–0,2). Эти данные, а также результаты проведенного термодинамического анализа доломитизирующей способности рассолов различных геохимических типов свидетельствуют о давно завершившемся процессе замещения кальция известняков магнием рассолов.

В результате эпигенетической доломитизации, наряду с коренным изменением состава рассолов и карбонатных пород, происходит также и существенное увеличение пористости этих пород (на 10–12 %), то есть образуются вторичные коллектора нефти, газа и подземных вод.

Гидрогеохимия брома и иода

Бром. Известно, что степень насыщенности бромом рассолов морского происхождения зависит от степени их испарительного концентрирования. Опытным путем установлено (М. Г. Валяшко, А. И. Поливанова и др.), что в ходе этого процесса параллельно с накоплением хлористого магния содержание брома неуклонно возрастает от 0,25 г/кг при садке гипса до 0,59 — галита, 3,9 — карналлита ($KCl \times MgCl_2 \times 6H_2O$) и 6 г/кг — в эвтоническую фазу, когда начинается садка бишофита ($MgCl_2 \times 6H_2O$)¹. В ходе кристаллизации солей с ними в виде изоморфной примеси увлекается и некоторая часть брома: она менее значительна в галите — 0,0111 % и более существенна в сильвините — 0,0507–0,0623 % и карналлите — 0,155–0,175 % (Верхнекамское и Илецкое месторождения солей).

Отсюда ясна причина обогащенности бромом крепких хлоридных магниевых маточных рассолов, залегающих в кунгурской соленосной толще Южного Предуралья, и их производных седиментогенно-эпигенетических рассолов хлоркальциевого типа и обедненности им инфильтрогенных рассолов выщелачивания.

Распределение брома в рассолах карбонатных комплексов палеозоя показано на рис. 48. Как видно, с глубиной, одновременно с ростом минерализации и метаморфизации рассолов, происходит закономерное накопление в них брома. При этом в интервале глубин 400–1500 м в инфильтрогенных и смешанных (инфильтрогенно-седиментогенных) рассолах с увеличением их минерализации от 13 до 260 г/л содержание брома возрастает от 30 до 450 мг/л. В целом накопление брома в данном интервале осуществляется довольно медленно: бромный градиент — отношение B_r (мг/л) к глубине H (м) — здесь составляет всего 0,4, а величина отношения B_r (мг/л) / M (г/л) — 1,5.

В седиментогенно-эпигенетических рассолах верхнедевонско-турнейского карбонатного комплекса, залегающего в Волго-Уральском бассейне на глубинах 1300–1800 м, с усилением их метаморфизации (r_{Na}/r_{Cl} 0,5–0,6) концентрация брома резко возрастает до 1500–2040 мг/л, в то время как общее содержание солей увеличивается всего на 40–50 г/л и достигает 300 г/л. Градиент брома B_r/H и величина коэффициента B_r/M в этом интервале разреза максимальны — соответственно 1,8 и 30, то есть возросли в 4,5 и 20 раз.

Особое место занимают рассолы нижнепермских рифовых массивов Предуральяского прогиба, которые, как считается, являются

¹ Средняя концентрация брома в морской воде составляет 0,065 г/л.

относительно изолированными гидрогеологическими структурами. От рассолов одновозрастных отложений Волго-Камского бассейна они отличаются более высокой минерализацией (обычно 250–320 г/л), метаморфизацией (CaCl_2 до 20–25 %) и, самое главное, повышенными концентрациями брома (до 700–830 мг/л).

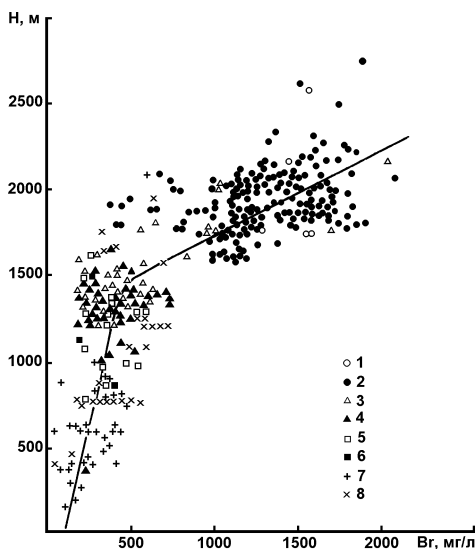


Рис. 48.

Зависимость содержания брома от глубины залегания гидрогеологических комплексов

1–8 – воды комплексов: 1 – верхнепротерозойского карбонатно-терригенного, 2 – средне-верхнедевонского карбонатно-терригенного, 3 – верхнедевонско-турнейского карбонатного, 4 – нижнекаменноугольного (визейского) терригенно-карбонатного, 5 – нижне-среднекаменноугольного (визейско-башкирского) карбонатного, 6 – среднекаменноугольного (верейского) терригенно-карбонатного, 7 – средне-, верхнекаменноугольно-нижнепермского карбонатного (в Волго-Камском бассейне), 8 – нижнепермского карбонатного (рифтовые массивы Бельского бассейна)

Общей чертой рассолов палеозоя исследуемого региона и Волго-Уральской области в целом является прямая корреляционная связь между бромом и кальцием, близкая к функциональной ($r > 0,9$). Величина кальций-бромного отношения отличается стабильностью и для рассолов различных карбонатных гидрогеологических комплексов составляет в среднем 22,4–26,3. Наличие этой связи позволяет с достаточно высокой точностью оценивать содержание брома без прямого определения его аналитическим путем. Для этого рекомендуется пользоваться формулой $y = bx + a$, где y – концентрация брома (мг/л), x – концентрация кальция (г/л), a и b – коэффициенты уравнения регрессии (табл. 18).

Эмпирически доказано, что при определении концентрации брома в рассолах по концентрации в них кальция относительная погрешность в большинстве случаев не превышает 10–20 %.

Иод. Исследованиями в области гидрогеохимии иода установлено, что основными факторами, определяющими характер накопления иода в подземной гидросфере, являются условия седиментации и

процессы перераспределения элемента в системе порода – органическое вещество – вода. В отличие от брома, содержание иода в морской воде низкое (0,06 мг/л); при испарительном концентрировании ее иод, обладая высокой летучестью, не образует скоплений ни в жидкой, ни в твердой фазах галогенеза и содержится в них в крайне малых количествах. Поэтому растворение галогенных пород не может привести к обогащению иодом образующихся при этом инфильтрогенных рассолов.

Таблица 18

Коэффициенты уравнения регрессии $Br = f(Ca)$

Коэффициенты		Гидрогеологические комплексы							
		P ₁ риф.		C ₂ -P ₁		C ₁₊₂		D ₃ -C _{1t}	
b	a	36,3	68	36,3	19	46,1	-69	38,5	13

В самом общем виде существуют две стадии формирования иодных вод: сингенетическая и эпигенетическая. В течение первой из них происходит поглощение иода из морской воды органическим веществом растительного (водоросли) и животного происхождения, а также сорбция его глинистыми и карбонатными илами. В результате в морских иловых новообразованиях концентрации иода ($n \times 10^{-3} \%$) на три порядка превышают таковые в морской воде.

На стадии эпигенеза талассогенных осадочных пород иод эмигрирует из них в подземные воды, чему способствуют повышенные температура и давление, наличие водорастворенных органических веществ, восстановительная геохимическая среда и др. Среди этих факторов главным является геотермический, контролирующий степень деструкции иодсодержащего органического вещества. Экспериментальным путем доказано, что переход поглощенного иода из пород в раствор происходит при относительно мягких термобарических условиях ($T = 100 \pm 20^\circ C$, P до 25 МПа), когда породы теряют до 90–100 % водорастворенного иода [Кириухин, Швец, 1980]. Следует подчеркнуть, что параллельно с увеличением содержаний иода и органического углерода в растворе резко возрастает и концентрация аммония, генетически связанного с иодом в азотсодержащих органических соединениях.

В полном согласии с общетеоретическими представлениями и результатами экспериментальных исследований находятся аналитические данные по иодности подземных вод Башкирского Предуралья. В рассолах трещинно-карстовых коллекторов палеозоя содержание иода изменяется от долей до 15–20 мг/л. Высокие концентрации его

(30–90 мг/л) характеризуют воды рифогенных нижнепермских структур, развитых вдоль западного борта Бельской впадины (Термень-Елгинская, Введенновская, Кузьминовская и другие площади).

По сравнению с бромом иод значительно более индифферентен к геохимическим свойствам водной среды: какая-либо определенная связь иода с минерализацией рассолов и главными компонентами их состава не наблюдается (г от 0,06 до 0,3). Поэтому часто в рассолах, близких по составу и минерализации, приуроченных к одним и тем же гидростратиграфическим подразделениям, концентрации иода изменяются в широких пределах. Средние же концентрации элемента в рассолах отдельных комплексов карбона и девона близки между собой (3,8–7,4 мг/л). Некоторая тенденция к росту содержания иода при увеличении минерализации намечается только для упоминавшихся выше рассолов рифовых структур прогиба.

Возвращаясь к вопросу о степени сопряженности иода с гидрогеохимическими параметрами, следует отметить, что исключение представляет аммоний-ион, с которым иод имеет среднюю и сильную связь (г от 0,4–0,84).

Наблюдается сложная зависимость содержания иода от глубины залегания рассолов: в интервале глубины 250–1900 м оно варьирует от нуля до 10 мг/л и редко более. На этом фоне выделяется пик иода в рассолах рифовых тел на глубине 700–1300 м (рис. 49).

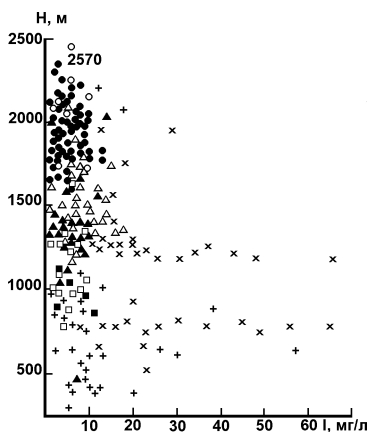


Рис. 49.
Зависимость содержания иода от глубины залегания гидрогеологических комплексов

Условные обозначения см. на рис. 48

Высокие концентрации иода в этих рассолах связаны с особенностями развития прогиба и сопредельного Уральского орогена в герцинскую эпоху тектогенеза. Мощные тектонические напряжения этого времени, вызвавшие широкое развитие в Предуральском прогибе надвиговых дислокаций и, следовательно, резкое повышение давления и температуры, могут рассматриваться в качестве основного фактора, способствующего мобилизации иода в органогенных известняках нижней перми и его выносу в подземные воды.

Производительность карбонатных гидрогеологических комплексов и некоторые вопросы использования промышленных вод

Приведенные выше данные свидетельствуют о повсеместном развитии бромных рассолов в карстогенных карбонатных коллекторах верхнедевонско-турнейского и нижней части ниже-среднекаменноугольного комплексов. На северо-западе региона промышленные концентрации брома связаны и с вышележащими подкунгурскими комплексами.

На целом ряде нефтеразведочных площадей (Уржумово, Татышлы, Казанчи, Илишево, Чекмагуш, Шаран, Сулли и др.) в рассолах комплекса D_3-C_1 часто встречаются и повышенные концентрации иода (10–23 мг/л). В этом случае рассолы могут быть классифицированы как поликомпонентные иодобромные.

Верхнедевонско-турнейский комплекс имеет мощность в среднем 400–500 м, кровля его в западной части Башкортостана залегает на глубине 1200–1700 м. Коллекторские свойства карбонатных пород комплекса и их водообильность непостоянны. Пористость изменяется от десятых долей до 21,6 %, проницаемость от сотых долей до сотен и первых тысяч миллидарси. Пьезометрические уровни вод комплекса устанавливаются на отметках от +5 до +35 м. Водопритоки в скважины колеблются в пределах 30–400 м³/сут при понижениях 300–900 м. В палеокарстовых зонах, пространственное размещение которых изучено пока слабо, дебиты скважин, судя по величине поглощения промывочной жидкости (Туймазинская, Шакшинская площади), могут достигнуть 1000 м³/сут и более.

Верхневизейская часть комплекса C_{1+2} вскрывается на глубине 1000–1300 м, мощность ее 140–270 м. Пористость известняков и доломитов колеблется в пределах 0,3–10,8 %, а проницаемость — 0,01–13 мД. Суммарная мощность коллекторов составляет 10–15 % общей мощности верхневизейского подъяруса. Комплекс включает напорные рассолы, уровни которых достигают отметок +140 м.

Водообильность ассельско-артинских и верхнекаменноугольных пород также сильно изменяется. На севере Бирской седловины и в южной части Верхнекамской впадины, где они заключают промышленные рассолы, наблюдаются самоизливы вод из скважин с дебитом от десятков до 1300 м³/сут при абсолютных отметках устьев до 100–120 м. В низовье реки Белой высота фонтанов над устьем скважин достигала 25 м.

Перспективы Волго-Уральского бассейна на иодобромные воды оцениваются по-разному. Одни исследователи отдают предпочтение

терригенным комплексам палеозоя, другие — карбонатным. Очевидно, что причина различных оценок глубокозалегающих гидрогеологических комплексов как резервуаров промышленных вод связана с недостаточной изученностью их гидрогеологических параметров (водопроницаемость, пьезопроводность, распределение в разрезе и по площади палеокарстовых зон и пр.), что в свою очередь объясняется отсутствием специальных натурных исследований.

Опробование нефтяных скважин, как правило, не дает объективной картины производительности горизонтов промышленных вод. Испытание продуктивных пластов в этих скважинах производится в узких интервалах разреза, соответствующих нефтяной части пласта, где с помощью прострела осуществляется перфорация обсадных труб. Чтобы избежать притока подошвенных вод, эти интервалы обычно выбираются в самых верхних частях потенциально нефтеносных пластов. Их мощность значительно, часто несоизмеримо меньше общей мощности того или иного нефтеносного гидрогеологического комплекса. Гидродинамическое несовершенство скважин и является главной причиной невысокой их производительности. Несомненно, что водообильность отложений в скважинах, специально пробуренных и оборудованных на промышленные воды, будет значительно более высокой, примером чего служит Краснокамское месторождение иодобромных рассолов (г. Пермь), находящееся в близких к описываемым условиям.

На этом месторождении 11 скважинами обеспечивается добыча рассолов из терригенных девонских (эйфельских), нижнекаменноугольных (визейских) и карбонатных франско-турнейских и окско-серпуховских отложений. Глубина скважин от 1700 до 2200 м, дебит их в среднем 600 м³/сут при динамическом уровне около 700 м. Содержание брома в рассолах, идущих на переработку, около 700 мг/л, иода 10 мг/л.

В заключение следует затронуть вопрос, касающийся использования в промышленных целях попутных вод нефтяных месторождений. В связи с сильной обводненностью скважин (до 95 % и более) объем попутных рассолов значителен: на месторождениях НГДУ Аксаковнефть он составляет около 90 тыс. м³/сут, Туймазанефть — 130 тыс. м³/сут, Южарланнефть — 150 тыс. м³/сут, Чекмагушнефть — 100 тыс. м³/сут. Эти количества рассолов с избытком обеспечивают потребность химического предприятия. Вопрос о химическом составе нефтепромысловых вод и прогнозе его на весь срок эксплуатации месторождения (30–50 лет) значительно более сложный и требует специальных исследований.

4.5.4. Карстовые воды как источник водоснабжения

Как следует из главы 3, бассейны карстовых вод в пределах РБ имеют широкое развитие и обладают большими ресурсами.

В равнинной части Республики, в пределах Волго-Камского артезианского бассейна имеется три крупных бассейна карстовых вод:

1) внутренний карстовый бассейн Уфимского плато в карбонатных толщах нижней перми; 2) моноклиальный карстовый бассейн Бугульминско-Белебеевской возвышенности в верхнеказанских карбонатных отложениях; 3) Камско-Бельский карстовый бассейн в кунгурских гипсово-ангидритовых толщах.

Внутренний бассейн карстовых вод Уфимского плато располагает огромными ресурсами подземных вод питьевого качества. Максимальные значения модуля подземного стока в южной части бассейна весной достигают 78–300 л/схкм², минимальные зимой (февраль – март) не превышают 6,8–7,4 л/схкм². Среднегодовые составляют 15,3–16,2 л/схкм².

Таким образом, естественные ресурсы карстовых вод 95 % обеспеченности гарантированно составляют 7 л/схкм², а среднегодовые 15 л/схкм². Каптаж карстовых родников в южной части бассейна (Красного Ключа, Тюбы, Сарвы) может дать 10 м³/с и плюс создание линейного ряда водозаборных скважин вдоль южной оконечности бассейна в зоне их разгрузки в долине р. Уфы может обеспечить столько же, то есть суммарно 20 м³/с или около 2 млн. м³/сут.

Из вышеизложенного следует, что в южной части бассейна карстовых вод Уфимского плато можно создать альтернативный хозяйственно-питьевой водозабор для водоснабжения Уфимско-Благовещенской агломерации, избавив впредь население этих городов от постоянной угрозы фенольно-диоксиновой опасности.

В настоящее время эти огромные ресурсы карстовых вод не востребованы.

Моноклиальный карстовый бассейн в пределах Бугульминско-Белебеевской возвышенности приуроченный к верхнеказанским карбонатным толщам, располагает значительными ресурсами карстовых вод. Модули подземного стока изменяются в пределах 0,3–3,8 л/схкм², в среднем 2,76 л/схкм².

Разгрузка бассейна происходит в виде сосредоточенных и плас-товых родников с дебитами до 100 л/с на уровнях, часто превышающих уровень дренирующих систем. Многие родники каптированы и используются для водоснабжения отдельных населенных пунктов. Однако значительные площади бассейна в последние десятилетия

оказались засоленными хлоркальциевыми водами, применяемыми для законтурного заводнения при добыче нефти, поэтому многие родники оказались непригодными для питья. За счет каптажа карстовых вод, приуроченных к соликамским известнякам и мергелям, частично решена проблема водоснабжения г. Туймазы.

Камско-Бельский карстовый бассейн, приуроченный к кунгурским (иреньским) гипсам и ангидритам с прослоями доломитов, глин и солей, также имеет значительные ресурсы. Модули подземного стока в условиях закрытого бассейна не превышают $0,7$ л/с \times км², а в полужакрытых достигают $3,7$ л/с \times км². В пределах Уфа-Симского междуречья модули подземного стока — $4,5$ л/с \times км², участками — до $7-8$ л/с \times км², а в пределах бассейна р. Бирь, вдоль западного примыкания карстового бассейна Уфимского плато — до $22-25$ л/с \times км² вод преимущественно питьевого качества.

В целом же характеризуемый карстовый бассейн имеет большие ресурсы вод в основном с повышенной минерализацией ($1-3$ г/л), то есть они для хозяйственно-питьевого водоснабжения непригодны и могут быть использованы только для лечебно-питьевых и бальнеологических целей. Современное использование их пока далеко не отвечает потенциальным возможностям бассейна (Уфа, Стерлитамак и др.).

Линейный карстовый бассейн Западно-Уральской внешней зоны складчатости вытянут вдоль восточного борта Предуральского артезианского бассейна, приурочен к каменноугольным и девонским карбонатным толщам и является внешней областью его питания. По мере погружения на запад, к центру Предуральского прогиба карстовый бассейн приобретает черты пластово-карстового артезианского бассейна.

В целом данный адартезианский бассейн характеризуется неравномерной водоносностью. Движение карстовых вод происходит по трещинам, кавернам и особенно по крупным карстовым каналам, на фоне слабо развитого горизонта трещинно-карстовых вод. Наибольшая концентрация стока карстовых вод происходит в нижнекаменноугольных и верхнедевонских карбонатных толщах. Об этом свидетельствуют мощные концентрированные выходы карстовых родников из них с дебитом в десятки и сотни л/с (Шумиха, Кургазак, Берхомут, Атыш, Юрмаш и др.) и приуроченность большинства крупных пещер (Кутукские, Сумган, Победа, Н. Мурадымовская и др.) к этим толщам.

Помимо линейного Западно-Уральского адартезианского карстового бассейна вдоль его западной окраины имеется 4 обособленных внутренних бассейна карстовых вод, приуроченных к брахианти-

клинальным структурам. Эти бассейны характеризуются развитием, наряду с пресными гидрокарбонатными кальциевыми водами, локальных очагов хлоридных натриевых минеральных вод (с минерализацией от 2,5 до 71 г/л). В районе г. Красноусольска на их базе функционирует курорт.

Карстовые воды бассейна в целом лишь в последнее время начали привлекаться для централизованного водоснабжения. В частности, карстовые родники Берхомут и Аскинкуль с 1973 г. используются для водоснабжения г. Стерлитамака. Проведенными гидрогеологическими исследованиями с 11-летним циклом наблюдений за режимом этих двух родников было установлено, что:

- максимальный дебит родника Берхомут достигает 1,39 м³/с (05.05.85 г.), а родника Аскинкуль — 1,84 м³/с (24.04.69 г.);
- минимальный дебит их соответственно — 0,65 м³/с (03.77 г.) и 0,038 м³/с (04.86 г.);
- коэффициент изменчивости 1,57 и 13,5.

При расходе 0,3 м³/с начинается пульсирующая турбулентная разгрузка, связанная с подземными карстовыми сифонами.

Химический состав воды обоих родников однотипный — гидрокарбонатный кальциевый, минерализация 100–250 мг/л. По бактериальному составу вода здоровая.

Однако существует проблема периодически повышенной и высокой мутности в весенний период и после длительных дождей. За время наблюдений за родником Берхомут, продолжительностью 11 лет, максимальная мутность достигла 34,6 мг/л (17.04.95 г.) и держалась в течение двух недель. При длительных дождях мутность не превышает 1,5–15,4 мг/л.

В роднике Аскинкуль за этот же период наблюдений мутность составляла 2,1–41,7 мг/л, то есть в 2 раза выше, чем в роднике Берхомут. При этом бактериологических изменений не наблюдалось. Проблема мутности в настоящее время решается путем отстоя, но существуют более современные методы решения этого вопроса.

Родник Берхомут вытекает под напором из карстовой воронки глубиной 10 м, приуроченной к тектонической зоне субмеридионального простирания на контакте нижнепермских и среднекаменноугольных карбонатных толщ.

Родник Аскинкуль находится в двух километрах выше по течению р. Ишоры в полосе развития нижнекаменноугольных карбонатных отложений и также под напором вытекает из одноименного озера-воронки диаметром 20 м и глубиной 7–8 м (иногда поверхностный сток прекращается).

Оба родника в настоящее время каптированы: родник Берхомут — бетонным колодцем глубиной 3 м и сечением 18—24 м; родник Аскинкуль — также бетонным колодцем размером в плане 15×12 м. Вода самотеком из обоих каптажей по раздельным водоводам автономно поступает в резервуар объемом 250 м³, находящийся на Берхомутской станции хлорирования и далее самотеком по водоводу протяженностью 41 км подается на станцию II подъема в городе Стерлитамаке.

Водозабор Берхомут имеет производительность около 60 тыс. м³/сут и обеспечивает 60 % потребности города в питьевой воде. Одновременно за счет этого водозабора удовлетворяются потребности в питьевой воде хозяйств, поселков и деревень, расположенных в зоне трассы водовода.

Карстовые бассейны в провинции подземных вод Центрально-Уральского поднятия пользуются широким распространением. В пределах Башкирского мегантиклинория они приурочены к верхнепротерозойским карбонатным толщам, которые, как правило, залегают в межгорных понижениях и в их формировании участвуют не только атмосферные осадки, но и поверхностные водотоки, а также перетоки вод из некарстующихся пород, слагающих окружающие хребты. В результате в этих внутрискрутурных карстовых бассейнах сосредоточены значительные ресурсы карстовых вод. Модули подземного стока в 3—4 раза превышают фоновые. Разгрузка вод из карстовых бассейнов происходит в долины рек Белой, Б. и М. Инзера, Б. и М. Нугуша, Лапышты и других в виде сосредоточенных карстовых родников с дебитами десятки л/с. Наибольшее сосредоточение стока карстовых вод происходит по тектоническим зонам, унаследованным карстом. Имеющиеся здесь ресурсы карстовых вод в основном не используются.

Используются воды лишь одного из бассейнов карстовых вод в пределах Бакало-Зигаинской группы, находящегося в межгорном понижении в Тараташско-Ямантауском антиклинории. Трещинно-карстовые воды здесь приурочены к карбонатным толщам авзянской свиты (катаскинская, ушаковская и реветская). В пределах этого бассейна было выявлено и разведано Катайское месторождение карстовых вод, состоящее из трех участков. В результате были утверждены запасы на первом — 20, на втором — 10, на третьем — 6,5 тыс. м³/сут. Гидрогеологические данные этих участков приведены в табл. 19.

Вот уже четверть века за счет Катайского месторождения карстовых вод осуществляется водоснабжение г. Белорецка.

Вдоль юго-восточной окраины Башкирского мегантиклинория выделяются Юрюзанский, Тирлянский, Белорецкий и Прибельский линейный карстовые бассейны. Они приурочены к карбонатным толщам силура и девона, выполняющим одноименные тектонические депрессии, соответствующие в рельефе межгорным понижениям.

В формировании карстовых вод названных бассейнов помимо атмосферных осадков также большую роль играют поглощение поверхностных водотоков и перетоки вод из окружающих карбонатные массивы некарстующихся пород.

Эти бассейны содержат значительные естественные ресурсы (3–5 л/сжкм²) карстовых вод и являются перспективными источниками централизованного водоснабжения некоторых населенных пунктов горной части Республики (пос. Тирлян, с. Старосубхангулово и др.).

Прибельский карстовый бассейн, к сожалению, подвергается загрязнению промышленными стоками предприятий г. Белорецка, что отрицательно сказывается на качестве вод этого бассейна ниже по течению р. Белой. Это повлияет и на качество вод будущего Юмагузинского водохранилища. Необходимо срочно совершенствовать очистку промышленных стоков г. Белорецка, чтобы сохранить Прибельский карстовый бассейн и воды будущего водохранилища чистыми.

Карстовые бассейны в провинции подземных вод Магнитогорского мегасинклинория имеют достаточно широкое распространение. Трещинно-карстовые воды в ее пределах приурочены к закарстованным слоистым известнякам в составе уртазымской, березовской и кизильской свит, где они образуют ряд разобщенных меридионально вытянутых крупных (100–200 км²) и мелких (10–20 км²) бассейнов карстовых вод. Общим для них является формирование карстовых вод не только за счет атмосферных осадков, но и за счет поглощения стока рек, протекающих в их пределах (Б. и М. Кизил, Янгелька и др.), а также перетока подземных вод из окружающих бассейны вулканогенно-осадочных пород.

В условиях засушливого климата Зауралья собственно ресурсы карстовых вод в бассейнах относительно невелики, но значительны привлекаемые. Для всех бассейнов характерны довольно высокие модули подземного стока (3–5 л/сжкм²) по сравнению с общими фоновыми значениями для региона (до 1 л/сжкм²) и наличие концентрированного стока, связанного с тектонически ослабленными закарстованными зонами. Наиболее водоносны зоны сопряжения тектонических разломов и приконтактные зоны карстующихся пород с некарстующимися.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
7	Учалинское, Кургацкий	Учалинский, д. Юлдашево, 12 км СЗ г. Учалы, правобережье р. Урал	Известняки нижне-среднедевонских отложений, аQ ₁₋₂	0,0-11,2	40	21,7	-	1,1-2,4 2,0-8,1	3,0-6,0	0,2-0,3	19,0	$\frac{1964}{9,4}$	Учалы, МУП МРКВК
8	Учалинское, Уразовский, I, II, III блоки	Учалинский, д. Уразово, 2,3 км З, правобережье р. Урал	Известняки кизильской свиты нижнего карбона, С ₁ , II (блоки), среднего девона, D ₂ (III блок)	1,3-4,6 2,3-11,5 1,6-4,0	50 50 40	-	-	1,2-1,9 0,2-6,0 0,1-1,7 0,3-7,2 0,09-2,2 0,2-4,2	0,1-9,4 0,2-0,4 0,2-0,4 0,2-0,4	0,2-0,4 0,2-0,4 0,2-0,4	6,7	-	Не используется
9	Учалинский, Бирсинский	Учалинский, д. Рысаево, 4 км Ю, правобережье р. Урал	Известняки нижне-среднего девона, D ₁₋₂	1,0-4,8	25,0	8,0	880	0,2-2,5 0,1-1,4	5,7-41,6	0,2-0,3	7,8	$\frac{1995}{4,8}$	Учалы, МУП МРКВК
10	Учалинское, Тустинский	Учалинский, д. Уразово, 5 км С ₁ , правобережье долины р. Урал	Известняки нижне-среднего девона, D ₁₋₂	0,4-2,4	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
11	Миндякское, Шагарский	Учалинский, д. Кутуево, 1,7 км З, левобережье р. Миндяк	Известняки кизильской свиты нижнего карбона, С ₁	1,5-10,5	-	6,0	1888	0,03-4,7 0,1-3,4	0,5-34,0	0,2-0,3	3,5	-	Не используется
12	Миндякское, Крайинский	Учалинский, д. Каинкулово, 3 км С-СЗ, в долине ручьев Крака и Кургацкий	Известняки верхне-девонских-нижнекаменноугольных отложений, D ₃ -С ₁	1,8-18,9	3,1	31,0	685	0,1-2,8 0,1-6,7	1,3-52,3	0,2-0,3	1,3	-	Не используется
13	Миндякское, Рястокский	Учалинский, д. Мусино, 3,2 км ЮВ, в долине р. Рясток	Известняки верхне-девонских-нижнекаменноугольных отложений, D ₃ -С ₁	0,6-2,6	11,0	30,0	2710	0,1-7,1 0,4-11,2	0,1-31,4	0,2-0,3	8,6	-	Не используется
14	Миндякское, Амангильдинский	Учалинский, д. Амангильдино, 1,8 км Ю, левобережье р. Миндяк	Известняки кизильской свиты нижнего карбона, С ₁	1,3-4,7	-	38,0	470	0,1-1,7 0,1-14,0	1,3-15,0	0,3-0,4	4,3	-	Не используется
15	Юлбарсовское	Хайбуллинский, д. Юлдашево, 0,4 км севернее, левый склон долины р. Ак-Таш	Трещино-карстовых вод в известняках кизильской свиты нижнего карбона, С ₁	5,4-14,6	37,0	1,9	-	0,2-0,3 0,6-5,2	0,7-3,5	0,3-5,2	1,25	$\frac{1980}{0,66}$	ЗАО Бурибаевский ГОК ПТ. Бурибай

Практический спрос на карстовые воды в условиях острого дефицита пригодных для питья вод в Зауралье очень велик, в связи с чем за последние десятилетия здесь разведано 12 месторождений карстовых подземных вод (см. табл. 19). Подсчитанные запасы колеблются от 1,25 (Юлбарсовское) до 45 тыс. м³/сут (Большекизильское, Кизильский участок, который используется для водоснабжения городов Сибая и Магнитогорска) и даже до 65 тыс. м³/сут (Большекизильское месторождение, Абдряшевский участок, который в настоящее время не используется). Гидрогеологические характеристики всех 15 разведанных месторождений карстовых вод приведены в таблице 19.

Для карстовых бассейнов Зауралья в целом характерна большая пестрота химического состава приуроченных к ним карстовых вод. В северной части преобладают гидрокарбонатные магниевые-кальциевые воды с минерализацией 0,6–0,7 г/л, а на юге — хлоридно-сульфатные кальциевые и хлоридные кальциево-магниевые с минерализацией от 0,3 до 5,2 г/л. Высокая минерализация вод характерна для Юлбарсовского месторождения. Это вызвано значительным превышением отбора карстовых вод над утвержденными запасами 1,25 тыс. м³/сут, что привело к активному подтягиванию трещинно-поровых солоноватых вод из окружающих бассейнов отложений.

За счет карстовых вод на восточном склоне Южного Урала осуществляется водоснабжение почти всех крупных населенных пунктов (Магнитогорск, Учалы, Сибай, Миндяк, Бурибай) и ряда рудников, то есть карстовые воды здесь являются главным источником водоснабжения. Потенциальные возможности использования карстовых вод в Республике Башкортостан далеко не исчерпаны.

4.6. Карст и сельскохозяйственное освоение территорий

Карстовые процессы и созданные ими формы рельефа оказывают большое влияние на сельскохозяйственное использование земель. С одной стороны, они создают неудобства для обработки почв, сокращают производительные площади полей, способствуют выносу смытой почвы, иссушению почвенного горизонта вследствие дренирования атмосферных осадков, а с другой — помогают накоплению почвенной влаги на участках карстовых понижений, котловин, блюдцев, приводят к заилению их днищ и заполнению водой, превращению в карстовые озера различной величины и формы. В безводных и маловодных районах (бассейны р. Карламан, верхнего течения

р. Уршак и др.) такие озера используются в качестве источника водоснабжения [Кудряшов, 1964].

Роль карста в Башкортостане сказывается и на характере режима грунтовых вод: в районах наиболее сильного развития карста проявляются резкие сезонные колебания их уровня. Зимой и во время летних засух наблюдаются истощение источников и быстрое падение уровня воды в скважинах и колодцах. Эти явления особенно интенсивно проявляются в местах выходов или близкого залегания к поверхности карстующихся пород (гипс, ангидриты, известняки и др.) под мало-мощным покровом рыхлых отложений. Они распространены в западной равнинной части Республики, где сосредоточены большая часть населения и сельскохозяйственное производство (Аургазинский, Благовещенский, Балтачевский, Бирский, Бижбулякский, Гафурийский, Дуванский, Иглинский, Ишимбайский, Кармаскалинский, Туймазинский и другие районы).

В горной части Республики, где в сельском хозяйстве преобладает скотоводство, роль карста в сельскохозяйственном использовании территории не столь значительна как в равнинной части.

В Башкортостане на участках, пораженных карстом, в связи с образованием провалов и воронок сокращаются пахотные площади, происходит образование оврагов и логов, увеличивающих площадь «неудобных» земель, не используемых под пашню.

Опасное явление на территории Республики представляют карстовые провалы, возникающие при прохождении тяжелых почвообрабатывающих и уборочных машин. Известен случай бесследного исчезновения в провале трактора, а случаи же частичного провала тракторов многочисленны. Провалы образуются не только на пашне, но и на лугах и под лесом (известны провалы крупных деревьев с широкой кроной). Диаметр большинства провалов колеблется от 2,5–3 до 8–10 м. В с. Черташ Дуванского района диаметр свежего провала достигал 25 м при глубине 50 м.

Смыв плодородного почвенного слоя способствует выносу питательных веществ через поноры и иссушению почвы. Поэтому вблизи воронок посевы обычно бывают редкостойные, низкорослые и дают шуплое зерно.

Воронки, колодцы и поноры, прорезая верхний водоупорный слой, создают очаги усиленной фильтрации, понижают уровень грунтовых вод, регулирующих режим влаги в почве. Сильное осушающее влияние оказывают зияющие поноры на дне действующих воронок. В таких местах не только быстро снижается уровень грунтовых вод, но и иссякают источники, питающие речки, вследствие чего последние превращаются

в суходолы. Такие явления известны в бассейнах рек Юрмаш, Таушка, Кальтовка в Иглинском районе, Сагыл-Елга, Карламан, Сухой Карламан и Узень в Кармаскалинском и Аургазинском районах и др.

Избыточное увлажнение почв в карстовых районах обычно наблюдается на сельскохозяйственных угодьях в местах развития карстовых блюдечек там, где количество атмосферных осадков превышает 450 мм/год. На таких полях яровые хлеба не всходят даже в годы выпадения нормальной суммы осадков. Причиной является высокая влажность почвы.

Торфы и торфотуфы, образовавшиеся на месте бывших карстовых озер, пригодны для известкования почв (Аскинский, Балтачевский, Бирский, Благовещенский, Караидельский районы). Значительные месторождения известковых туфов, возникших в местах выхода на поверхность карбонатных пород, известны в Бирском, Альшеевском, Давлекановском, Миякинском и Стерлибашевском районах. Туфы пригодны для декоративных целей и известкования почв.

Значительна роль карстовых озер в сельскохозяйственном водоснабжении. Многие из них являются местами, вокруг которых обосновались поселения и построены животноводческие фермы и др.

4.7. Проблема использования палеокарстовых коллекторов для удаления промышленных сточных вод

Удаление промышленных сточных вод в недра вызвано ростом промышленного производства, объем которого в экономически развитых странах резко вырос во второй половине прошедшего столетия. Именно в этот период в Башкортостане, благодаря богатым природным ресурсам, были введены в действие крупные нефтегазодобывающие, нефтеперерабатывающие, нефтехимические и химические комплексы. Не случайно, что большинство этих водоемких, не совершенных в технологическом отношении производств тяготеет к долине основной водной артерии Республики — р. Белой. Отсутствие в производственных циклах указанных комплексов систем безотходных технологий или глубокой очистки стоков обусловило сброс в р. Белую больших количеств жидких промышленных отходов и, как следствие, сильное загрязнение речной воды и периодическое ухудшение качества воды ряда крупных хозяйственно-питьевых водозаборов грунтово-инфильтрационного типа, снабжающих водой более половины населения Республики.

Принятые меры по снижению водопотребления в промышленности и очистке сточных вод привели к некоторому улучшению экологической обстановки в бассейне р. Белой, однако и до настоящего времени она остается неудовлетворительной. Поэтому на так называемый метод подземного захоронения промышленных сточных вод, позволяющий сократить их сброс в поверхностные водотоки и водоемы, возлагаются большие геэкологические надежды.

Обоснованию этого метода, особенностям его использования в различных геолого-гидрогеологических условиях посвящены многочисленные публикации гидрогеологов, гидрогеохимиков и других специалистов, занимающихся вопросами охраны и использования геологической среды. Впервые он был использован в США для удаления нефтепромысловых рассолов. К середине 90-х годов в странах СНГ эксплуатировалось около 20 полигонов захоронения промышленных стоков, в том числе радиоактивных. Однако, несмотря на довольно длительную историю проведения работ в этой области, еще целый ряд вопросов, касающихся особенностей формирования глубоких частей подземной гидросферы, их гидрогеодинамического и гидрогеохимического режима, выяснен недостаточно. Считается, что при решении вопроса о возможности захоронения жидких отходов в земных недрах необходимо соблюдение следующих основных требований: 1) геолого-гидрогеологические условия района захоронения должны обеспечивать надежную и контролируруемую изолированность стоков в поглощающих коллекторах; 2) последние не должны заключать вод, которые представляют интерес для хозяйственно-питьевых, лечебных или промышленных (как гидроминеральное сырье) целей [Гидрогеологические..., 1993].

Подчеркивается, что нагнетание сточных вод в глубокие горизонты является мерой вынужденной и временной, что этот способ предназначен для утилизации сравнительно небольших объемов (до 100 м³/сут) особо вредных стоков, не поддающихся обезвреживанию другими способами. При этом вредные вещества, содержащиеся в промышленных стоках, после их закачки в недра должны быть нейтрализованы (переведены в нерастворимое состояние — осадок или сорбированы) в результате взаимодействия с горными породами и пластовыми водами.

Удаление промышленных сточных вод производится, как правило, в глубокие горизонты зоны полного водонасыщения седиментационных бассейнов, которая в естественных условиях характеризуется весьма затрудненным гидрогеодинамическим режимом. Все пустоты (поры, трещины и каверны) в горных породах этой зоны за редким

исключением (локальные нефтегазовые месторождения) заполнены водой. Поэтому в условиях отсутствия в породах «свободного» пространства поглощение ими избыточного количества жидкости может обеспечиваться благодаря: 1) упругим свойствам воды, насыщающей коллектор, и в меньшей степени — упругим свойствам пород самого коллектора и 2) оттеснения закачиваемыми стоками пластовой воды от околоствольного пространства нагнетательных скважин, возбуждения или интенсификации латеральных и вертикальных потоков к естественным областям или искусственным очагам разгрузки. Очевидно, что длительное воздействие на пласт значительных количеств нагнетаемых стоков неизбежно должно привести к снижению его приемистости, смене режима свободного налива нагнетанием под избыточным давлением, росту пластовых давлений (напоров), напорных градиентов и скоростей движения флюидов, интенсификации вертикальных (преимущественно восходящих) перетоков между гидрогеологическими комплексами, залегающими в различных частях осадочного разреза, изменению скоростей и направленности гидрогеохимических процессов в системе вода — порода — газ — ОВ. В известных случаях при удалении в недра больших объемов жидкости под высоким давлением возможны гидроразрыв пластов и даже техногенные землетрясения (нефтедобывающие районы Татарстана).

Необходимо подчеркнуть, что удаление жидких отходов в недра представляет собой весьма сложную, слабоизученную проблему вследствие неполноты наших знаний о процессах, происходящих в глубоких частях чехла осадочных бассейнов. Учитывая это, исследования для обоснования подземного захоронения промышленных стоков помимо анализа общей геолого-гидрогеологической информации должны включать: определение в естественных и лабораторных условиях емкостных и геофильтрационных параметров коллекторов и водоупоров; расчет забойного и пластового давления и их изменения во времени; изучение характера движения и разгрузки пластовых вод и условий взаимосвязи водоносных горизонтов; проведение опытно-миграционных работ для создания прогнозных моделей распространения отходов в недрах при заданных объемах отходов и режиме их захоронения; анализ условий взаимодействия удаляемых отходов с пластовыми водами и вмещающими породами с использованием физико-химического, графо-аналитического, термодинамического и математического моделирования. При этом особое внимание необходимо уделять наличию в районе предполагаемого полигона захоронения глубоких скважин, нарушающих сплошность водоупоров осадочного чехла, и их техническому состоянию. В процессе эксплуатации поли-

гона захоронения требуется: проведение гидрогеоэкологического мониторинга, включающего наблюдения не только за количеством и составом удаляемых стоков, но и за их распространением в горизонте, составом вод поглощающего и вышележащих буферных горизонтов, их гидрогеодинамическими показателями, качественным состоянием пресных подземных вод и пр.

В Башкирском Предуралье при изысканиях и эксплуатации полигонов удаления промышленных стоков в поглощающие горизонты выполнен явно недостаточный объем названных исследований. Поглощающие горизонты здесь приурочены к карбонатным и терригенным комплексам девона и карбона, залегающим в нижнем гидрогеологическом этаже Волго-Камского бассейна. Среди карбонатных карстогенных коллекторов наибольший интерес как возможный объект удаления жидких промышленных стоков представляет верхнедевонско-турнейский комплекс. Кровля его залегает на глубине 1000–1700 м, мощность в среднем 400–500 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на отметках 5–35 м. Фильтрационные свойства слагающих комплекс карбонатных пород сильно изменчивы: пористость их от 1–3 до 22 %, проницаемость 10–20, иногда до 300 мД и более. Поглощающая способность отдельных скважин (Шакшинская, Туймазинская площади) в сильно закарстованных зонах в начальный период испытаний достигает 1400–2000 м³/сут. Обычно же водопритоки в скважины не превышают 30–40 м³/сут. Минерализация вод изменяется от 160 до 300 г/л, состав их азотно-метановый хлоридный натриево-кальциевый. Высокие концентрации брома, иногда и иода, в этих рассолах позволяют отнести их к категории иодо-бромных лечебных и промышленных вод (см. главу 4.5.3).

Основные выводы по динамике глубокозалегающих подземных вод Башкирской части Волго-Камского артезианского бассейна сводятся к следующему [Попов, 1985]. Гидрогеодинамическая структура нижнекаменноугольных и девонских комплексов нижнего этажа бассейна, имеющего слоисто-блоковый характер анизотропности геофильтрационной среды, определяется совокупностью местных (внутриструктурных) областей питания и дренажа. Первыми из них являются положительные морфотектонические элементы (сводовые поднятия — возвышенности — водоразделы), а вторыми — отрицательные (депрессии — низменности — долины рек). Судя по конфигурации пьезометрических поверхностей вод нижнего карбона и среднего — верхнего девона (глубина 1200–2000 м), области питания их находятся на Буйско-Таныпском и Иско-Демском междуречьях, соответствующих склонам Пермско-Башкирского и Татарского сводов, а областью

разгрузки служит долина р. Белой в ее нижнем течении, тектонически отвечающая Бирской депрессии и примыкающему моноклинальному склону платформы.

Ведущим гидрогеодинамическим процессом является вертикальная миграция вод, затухающая с глубиной, но охватывающая (в различной степени) все гидрогеологические комплексы: от земной поверхности до зоны весьма затрудненного водообмена включительно. Латеральный массоперенос в глубоких горизонтах не носит регионального характера, осуществляется локально по наиболее выдержанным и проницаемым пластам, имеющим связь с местными областями питания и дренажа путем вертикальных перетоков. Показателями последних служат газогидрогеохимические (в том числе гелиевые) и гидрогеотермические аномалии, гидрогенное минералообразование, этажное расположение залежей и проявлений углеводородов, их физико-химические свойства и пр.

В свете этих данных следует считать, что утвердившиеся взгляды на глинистые пласты карбона и девона, а также карбонатно-галогенную толщу кунгура мощностью до 100–350 м как на абсолютные региональные флюидоупоры не отвечают действительности: через них при соответствующих литолого-фациальных и геотектонических условиях, высоких вертикальных градиентах напора (до 0,3 и более) возможна как восходящая, так и нисходящая миграция флюидов. Известное гидрогеодинамическое значение в глубоких горизонтах приобрел техногенный фактор (разработка нефтегазовых месторождений, утилизация жидких отходов и пр.).

В Башкортостане, как и в других регионах Волго-Уральской области, подземное захоронение стоков начало применяться с середины 50-х годов прошлого века как сброс попутно добываемых с нефтью промысловых рассолов в продуктивные горизонты палеозоя (Туймазинское, Шкаповское, Сергеевское, Арланское, Краснохолмское и другие месторождения). К концу 60-х годов из общего объема нефтепромысловых рассолов более 100 тыс. м³/сут около 60 % использовалось в системе поддержания пластового давления, а 40 % сбрасывалось в палеокарстовые поглощающие горизонты карбона. В то же время для поддержания пластового давления в продуктивных пластах использовались и большие объемы (до 300 тыс. м³/сут) пресной воды рек Камы, Белой и их притоков.

Использование промысловых рассолов для законтурного и внутриконтурного заводнения нефтяных залежей следует считать вполне приемлемым, тем более, что этот способ давно применялся в практике разработки нефтяных месторождений. К сожалению, в силу целого

ряда причин, связанных с техническим состоянием фонда различных скважин, трубопроводных систем и др., на многих нефтяных месторождениях произошло загрязнение неглубокозалегающих пресных подземных вод.

Позднее, в конце 60-х – начале 70-х гг. в глубокие горизонты стали удаляться также и стоки некоторых химических, нефтехимических и других предприятий. Менее двух лет продолжалась закачка промышленных стоков Уфимского НПЗ на глубину 1355–1720 м в карбонатные отложения верхнего девона – нижнего карбона. В связи с ростом рабочего давления и снижением приемистости скважины ее эксплуатация была прекращена. С начала 70-х годов проводится закачка дистиллерной жидкости Стерлитамакского ОАО «Сода» (хлоркальциевый рассол с М 130 г/л) в продуктивные терригенные породы девона и намюрские карбонаты на Шкаповском месторождении Татарского свода. Объем стоков 30–50 тыс. м³/сут. Вскоре после начала нагнетания в районе КНС–6 из верхнепермских отложений появились сильно соленые источники хлоркальциевого типа, свидетельствующие о проникновении промышленных стоков в приповерхностную зону по затрубному пространству нагнетательных скважин. В середине 70-х годов начата закачка стоков установки по производству мазута Кармановской ГРЭС в терригенные отложения нижнего карбона (1200–1300 м) на Краснохолмском месторождении, расположенном в зоне сочленения Пермско-Башкирского свода и Верхнекамской впадины. Объем содержащих нефтепродукты (до 1200 мг/л) стоков (М 20 г/л) достигал 2400 м³/сут. В настоящее время проводится закачка стоков АО «Искож».

Во всех этих случаях какие-либо специальные исследования на месторождениях не проводились, поэтому трудно сказать, как далеко в поглощающих коллекторах продвинулся фронт загрязненных вод. В подобных условиях трудно предугадать все последствия подобных мероприятий и идентифицировать загрязнение подземных вод. При столь больших объемах стоков и длительном периоде работы нагнетательных скважин загрязняющие вещества могут быть обнаружены спустя неопределенно продолжительное время на большом расстоянии от скважин в областях разгрузки естественного или искусственного происхождения.

Особую опасность в геоэкологическом отношении представляют полигоны утилизации стоков, создаваемые с помощью подземных ядерных взрывов в скважинах. Они вызывают образование и раскрытие трещин в горных породах, которые могут явиться каналами миграции загрязняющих веществ как по латерали, так и в вышележащие горизонты и в конечном итоге в приповерхностную зону. В подобных

условиях действительные скорости продвижения фронта загрязненных вод будут сильно отличаться от расчетных.

В Башкирском Предуралье в бассейнах рек Уршак – Белая к середине 90-х годов было проведено семь подземных ядерных взрывов: два для захоронения стоков завода «Салаватнефтеоргсинтез» («Кама–1») и Стерлитамакского СЦК («Кама–2»), пять для увеличения нефтеотдачи пластов. Объектом для закачки промышленных стоков выбран визейско-башкирский карбонатный комплекс, залегающий на глубине более 2 км и экранированный глинистыми породами. В ноябре 1974 г. во время бурения прокольной скважины на полигоне «Кама–1» произошел аварийный выброс пароводяной смеси, вызвавший радиоактивное загрязнение местности [Абдрахманов, 1993].

Все вышеизложенное приводит к следующим выводам. Удаление промышленных стоков в глубокозалегающие закарстованные породы не должно рассматриваться обособленно в отрыве от общей проблемы техногенного воздействия на подземную гидросферу. В условиях постоянно растущей обводненности нефтяной продукции в Башкортостане (на ряде месторождений она достигает 98 %) извлекаемые вместе с нефтью рассолы необходимо с соблюдением всех природоохранных мероприятий возвращать в нефтеносные горизонты для поддержания в них пластового давления и повышения нефтеотдачи. Подобным же образом с помощью систем законтурного заводнения должны быть утилизированы отработанные промышленные воды (примером такого подхода служит Краснокамское месторождение иодо-бромных вод в г. Перми).

При этом особое внимание должно быть уделено техническому состоянию глубоких скважин (нагнетательных, разведочных, эксплуатационных и др.), которые могут явиться путями проникновения рассолов в горизонты пресных вод. Ситуация сильно осложняется тем, что через 10–20 лет после начала эксплуатации вследствие коррозии обсадных колонн и разрушения цементного камня практически все скважины приходят в аварийное состояние и не подлежат восстановлению.

Широкое использование земных недр (в том числе карстогенных коллекторов) для захоронения в них сточных вод химических, нефтехимических и других производств с гидрогеодинамических, гидрогеохимических и геоэкологических позиций недопустимо. Так называемый метод «подземного захоронения» может быть использован в исключительных случаях при соблюдении всех ранее указанных условий: малые объемы трудноочищаемых стоков, обязательное проведение специальных геологоразведочных работ, проведение контроля за распро-

странением стоков в пласте и др. Упрощенный подход к созданию и эксплуатации полигонов для удаления промышленных стоков в глубокие горизонты, практиковавшийся до последнего времени в Башкирии, чреват самыми серьезными геоэкологическими последствиями.

4.8. Карст и спелеология

Одним из удивительных проявлений карста являются пещеры, которые всегда привлекали внимание человека. В далеком прошлом в сознании наших предков пещера была олицетворением входа в потусторонний, чуждый мир. Такое представление основывалось на реальных характеристиках пещер (мраке, холоде и гнетущей тишине), резко контрастирующих с привычным миром. Вполне понятно, что такие необычные условия заставляли наших предков к пещерам с особым почитанием, о чем свидетельствуют оставленные в них следы древнейших культов. В настоящее время пещеры уже не ассоциируются для человека с чем-то мистическим. Сегодня они активно исследуются и посещаются широким кругом специалистов и туристов-спелеологов. Действительно, пещеры представляют большую ценность как неповторимые памятники неживой природы, уникальные археологические памятники, подземные лаборатории, объекты спелеотуризма и экскурсий. Часть пещер интересна и как объекты для гражданской обороны. Кроме того, с пещерами связано немало легенд, поверий и народных эпосов, дающих богатейший научный материал для этнографов.

Пещера — подземная полость, имеющая вход и размеры, достаточные для проникновения человека, заполненная в разной степени естественным и /или искусственным, органическим и/или неорганическим веществом в различных агрегатных состояниях и представляющая собой особый природный комплекс [Дублянский, Андрейчук, 1991].

Спелеология — учение, пещероведение, отрасль физической географии, занимающаяся изучением пещер — их морфологии, происхождения, распространения, микроклимата, гидрологии, органического мира, остатками материальной культуры каменного века, наскальными рисунками и скульптурными изображениями, современным использованием [Щукин, 1980, стр. 415].

Республика Башкортостан издавна известна как край, особенно богатый естественными карстовыми пещерами. В настоящее время на ее территории насчитывается около 800 пещер. Это почти одна третья часть всех пещер Урала и Предуралья. Общая протяженность задокументированных на сегодняшний день пещер превысила 100 км,

что составляет более половины от суммарной протяженности всех известных уральских пещер.

На территории Башкортостана располагается длиннейшая пещера Урала — «пропасть» Сумган, протяженностью 9860 м. Здесь же находится и глубочайшая (по амплитуде) пещера Урала — Киндерлинская (Победа), а также всемирно известная своими палеолитическими рисунками пещера Шульган-Таш (Капова). Распределение пещер Башкортостана по литологическим типам, возрасту и карстово-спелеологическим областям приведено на рис. 50, табл. 20. Пещера № 149 на рис. 50 описана в разделе 3.1.

Пещеры Южного Предуралья (карстовая страна Восточно-Европейской равнины)

Абсолютное большинство пещер Южного Предуралья приурочено к галогенным породам. Значительно реже они встречаются в карбонатных отложениях. Плотность и густота пещер на платформе значительно выше, чем в пределах Предуральской карстовой провинции, а наибольшее развитие они получили в областях соответствующих положительным неотектоническим структурам.

В галогенных породах большинство пещер сосредоточено на Уршак-Бельском и Уфа-Симском междуречьях. Они здесь развиты в основном в светло-серых, либо белых, массивных или толстослоистых гипсах, реже ангидритах. Геоморфологически пещеры тяготеют к долинам рек и суходолам, а их выходы располагаются, как правило, в подножьях склонов и в значительно меньшей степени — в нижних их частях. Это в основном горизонтальные и пологонаклонные пещеры коридорного, реже мешкообразного и очень редко — лабиринтового типа. Развиты они на уровне голоценовых и верхнеплейстоценовых речных террас и сформированы не ранее среднего плейстоцена. Пещеры приурочены к нижней части зоны вертикальной нисходящей циркуляции и зоне сезонного колебания карстовых вод. Часто в них имеются временные или постоянные ручьи, либо следы их недавней деятельности. Наиболее пониженные части пола гипсо-ангидритовых пещер нередко занимают озера, гидравлически связанные с речными водами ближайших долин-дрен (Охлебининская, Бол. Курманаевская и др.). Очень редко гипсовые пещеры приурочены к водораздельным пространствам (Чертова Бездна, Под Висячим Камнем и др.). На последних располагается всего 7 % пещер от всех известных в галогенных породах. Входы их, в этом случае, находятся в карстовых воронках.

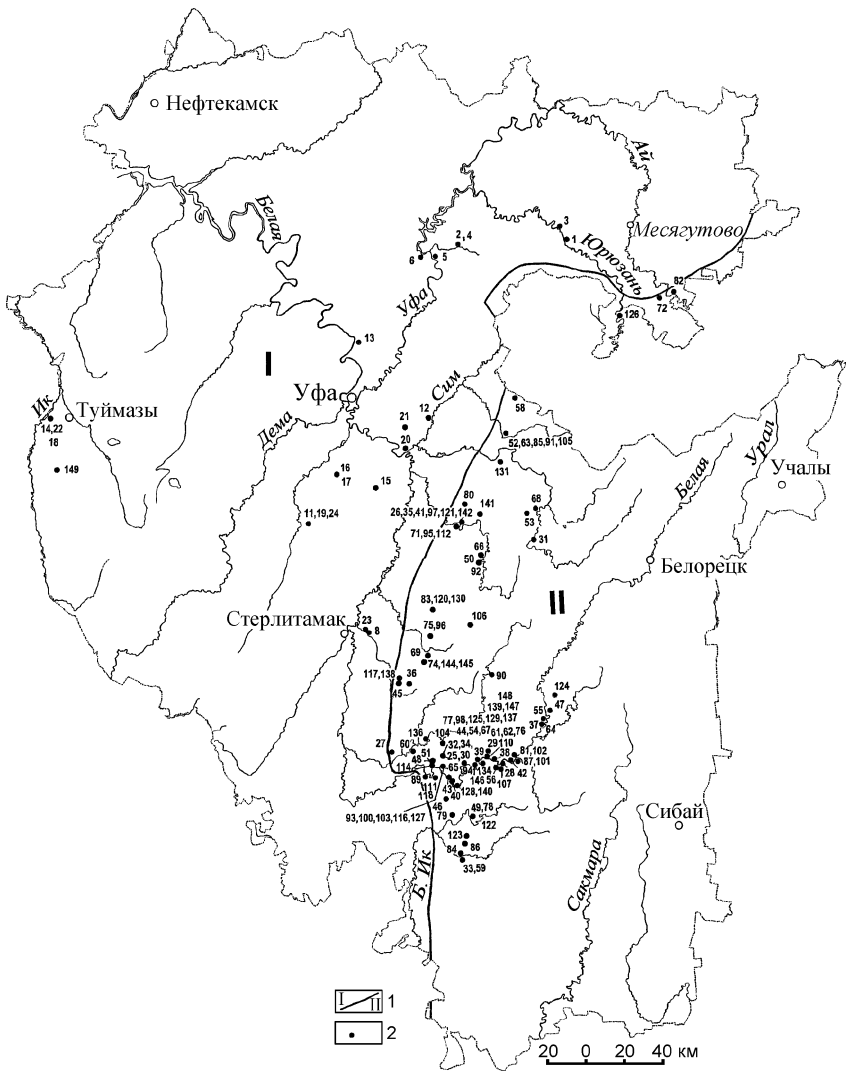


Рис. 50. Схема расположения пещер на территории Республики Башкортостан (протяженностью 100 и более м)

1 – граница карстовых стран: I – Восточно-Европейской, II – Уральской;
 2 – местоположение пещер (номера по табл. 20)

Таблица 19

Пещеры Башкортостана протяженностью 100 м и более на 01.01.2000

№ пп.	Наименование пещеры	Возраст карстующихся пород	Длина, м	Площадь, м ²	Объем, м ³	Глубина, м	Амплитуда, м	Год топольежки
1	2	3	4	5	6	7	8	9
I. Карстовая страна Восточно-Европейской равнины								
Пещеры в известняках								
1	Усть-Атавская 1-ая (Урмантау)	P ₁	621	1004	3715	36	36	1971
2	Неожиданная	P ₁	301	340	952	38	38	1990
3	Сабакаевская 1-ая	P ₁	147	588	775	7	13	1971
4	Биязская (Ночная, Стеклянная)	P ₁	100	–	–	–	–	–
5	Красноключевская	P ₁	100	–	–	–	–	1987
6	Павловская	P ₁	100	–	–	–	–	1988
Пещеры в гипсах и ангидритах								
7	Вертолетная	P _{1k}	1768	–	≈ 40000	50	50	1996
8	Ищевская	P _{1k}	1002	4610	9590	26	26	1974
9	Урняк*	P _{1k}	>1000	–	–	–	–	1991
10	Шальная*	P _{1k}	≈1000	–	–	–	–	1991
11	Бол. Курманаевская (Курманаевская)	P _{1k}	850	974	860	2	3	1974
12	Куэшта	P _{1k}	800	1300	7400	19	22	1960
13	Благовещенская (Городковская)	P _{1k}	300	1008	2500	3	20	1972
14	Ледяная	P _{1k}	300	780	900	–	8	1964
15	Карламанская	P _{1k}	269	1153	1970	–	4	1971
16	Штурмовая	P _{1k}	194	–	–	–	12	1990
17	Юбилейная	P _{1k}	190	760	1440	19	19	1973
18	Крясь-Тишек (Московская)	P _{1k}	173	–	–	–	23	1973
19	Курманаевская 2-ая (Мал. Курманаевская)	P _{1k}	157	347	508	7	7	1969
20	Охлебининская	P _{1k}	146	5410	21100	18	23	1974
21	Чертова Бездна	P _{1k}	130	1833	4540	66	66	1980
22	Новая (Максютовская-3)	P _{1k}	120	640	820	11	11	1964
23	Холодильник	P _{1k}	101	510	300	2	6	1974
24	Курманаевская 3-я	P _{1k}	100	241	332	1	3	1969

1	2	3	4	5	6	7	8	9
II. Уральская карстовая страна (пещеры в известняках)								
25	Сумган	C _{1v}	9860	52260	350000	130	130	1970
26	Киндерлинская им. 30-летия Победы	D _{3fm}	7900	39400	229900	55	55	1989
27	Хлебодаровская (Подарочная)	C ₂	3550	18000	42000	48	48	1976
28	Пропащая яма	D ₁	3218	8687	37528	90	90	1988
29	Шульган-Таш (Капова)	C _{1v}	2640	20200	105000	30	103	1990
30	Зигзаг (Казанка)	D _{3f}	2500	9475	37900	120	120	1975
31	Кызыл-Яровская им. Максимовича	PR ₂ mn	2217	6800	30600	13	25	1980
32	Кутук-2 (Кутукская 2-ая, Сталактитовая)	D _{3f}	2050	9000	28000	110	110	1971
33	Новомурадымовская- Водосбросовая	D ₁	>2000	6800	18654	108	108	1991
34	Кутук-4 (Кутукская 4-я)	C _{1v}	1869	6728	90000	155	155	1988
35	Октябрьская	D _{3f}	1523	8377	71200	98	98	1977
36	Олимпия	C _{1v}	1409	10300	106600	122	122	1982
37	Калкаман-Тишек (Бол. Тимировская)	D _{2e2+zv}	1200	1600	4100	10	74	1973
38	Сказка	D ₁	1160	2000	4000	18	35	1973
39	Грез	D _{2e2+ žv}	1154	2800	8400	85	91	1981
40	Понор Аркалан	C _{1v}	868	–	–	–	111	1996
41	Леднева	D _{3f}	766	6336	35480	55	70	1991
42	Голубая	D ₁	617	–	–	14	34	1978
43	Муйнак-Таш	D ₁	526	1600	6100	5	38	1974
44	Кутук-1 (Кутукская 1-я, Ледяная)	D _{3fm}	520	6448	20900	36	65	1964
45	Ылысын (Соколиная)	C ₂	487	1025	5287	17	28	1974
46	Уракаевская	C _{1v}	480	–	–	6	21	1972
47	Камышактинская им. Вахрушева	D ₁	476	952	2856	110	110	1974
48	Свадебная	C _{1v}	450	1665	6993	75	75	1973
49	Ташлуй-1 (Ташлуйская 1-я)	D ₁	450	–	–	6	24	–
50	Кулембят-3	PR ₂ kt	447	1460	3650	94	94	1975
51	Холодная Яма	D _{2e2+žv}	410	1025	2050	54	62	1972
52	Дальняя	C _{1v}	400	520	620	60	60	1992
53	Усмановская	PR ₂	349	–	–	–	26	1973
54	Барсучья	C _{1v}	340	359	754	46	54	1968
55	Трех	D _{2e2+žv}	334	667	2206	16	36	1978
56	Таравал (Кабан-Таш)	D ₁	324	778	1947	32	33	1979
57	Лаклинская (Таш-Куяш)*	–	321	–	–	–	35	1770

Продолжение таблицы 20

1	2	3	4	5	6	7	8	9
58	Двадцати Двух (Бол. Икинская)	C ₁₊₂	312	2333	5600	–	15	1993
59	Бол. Лабиринтовая	D ₁	300	–	–	–	35	–
60	Рая	C _{1v}	290	464	2784	58	58	1976
61	Космонавтов	D _{3f}	280	1130	9040	24	43	1972
62	им. Ожиганова Д.Г.	D _{3f}	280	1960	5500	44	45	1980
63	Нежная	C _{1v}	278	515	1360	95	97	1983
64	Тимировская (Мал. Тимировская)	D _{2e2+žv}	272	543	950	10	16	1972
65	Винтовая	C _{1v}	270	418	998	59	59	1974
66	Сусанбуй-1	PR ₂ kt	265	795	1829	6	10	1975
67	Ключ	D _{3fm}	260	780	1560	75	75	1973
68	Нукатская (Жемчужинная)	PR ₂ mn	260	733	893	2	6	1991
69	Бришский провал	D _{3fm}	260	406	1015	58	58	1974
70	Суошская	C _{1v(-)}	260	–	–	–	30	1968
71	Арка-Юрт	C _{1v}	252	603	1496	16	16	1986
72	Лаклинская	C	252	5288	29684	27	31	1971
73	Безымянная (?)*	D _{3f}	245	340	240	38	38	1997
74	Искателей	C _{1t}	240	604	1800	16	20	1973
75	Российская (Кук-Караукская-2)	C _{1v}	240	204	339	11	15	1986
76	Ташкелят (Медвежья)	C _{1v}	235	–	–	–	–	1995
77	Охотничья	D _{3fm}	233	461	1626	63	63	1978
78	Ташлуй-3 (Ташлуйская 3-я)	D ₁	233	–	–	–	15	–
79	Медвежья (Кургашская, Кургашлы, Бикбулатовская)	D _{3fm}	232	–	–	–	44	1971
80	Аскинская	D _{3f}	230	5200	51100	24	34	1975
81	Верхняя (р. Белая)	D ₁	230	308	493	6	26	1979
82	Кулбоковская	C ₁	225(?)	–	–	–	–	1964
83	Безымянная (р. Рязук)	D _{3fm}	220	264	634	5	16	1974
84	Мурадымовская 2-я (Копченая, Старомурадымовская)	D ₁	210	–	–	8	31	1970
85	Кара-Мала (Каратыш)	C _{1v}	206	–	–	54	54	1976
86	Дзержинского	D _{3f}	200	320	512	27	29	1971
87	Кана-1	D ₁	200	323	452	3	21	1978
88	Хау-Сумкан (Атыш-Сумган)	C _{1v}	194	350	420	–	8	1975
89	Юрмаш-2 (Сукуруйская)	C _{1v}	193	–	–	–	23	1979
90	Бикташ (р. Нугуш)	PR ₂ kt	182	237	380	11	12	1976
91	Заповедная	C _{1v}	180	687	900	–	5	1991
92	Кузганяк	PR ₂ kt	177	566	1130	3	20	1977

1	2	3	4	5	6	7	8	9
93	Кутук-5 (Старая, Кутукская 5-я)	C _{1v}	174	530	1780	35	40	1974
94	Туфогово Ручья	C _{1v}	171	–	–	–	20	1981
95	К-10	C _{1t}	163	152	243	38	38	1978
96	Куккараукская 1-я (Кук-Караук)	C _{1v}	163	549	940	4	10	1972
97	Аю-Ыскан	D _{3fm}	161	176	222	44	47	1978
98	Привольная (Поддорожная)	C _{1v}	160	–	–	–	40	1972
99	Лунная	PR ₂	150	–	–	–	50	1977
100	Чистая	D _{3f}	145	203	400	45	45	1972
101	Кана-2	D ₁	142	327	1014	5	9	1978
102	Миндегуловская 2-я (Белоснежка)	D ₁	142	199	378	–	23	1978
103	Надежд	D _{3f}	141	314	534	4	13	1977
104	Косубай	C _{1v} (–)	137	–	–	–	35	–
105	Верхняя (р. Лемеза)	C _{1v}	136	637	611	–	6	1987
106	Старосайтовская	PR ₂ kt	135	496	998	10	11	1972
107	Таравальская	D ₁	135	297	1812	11	17	1972
108	Сукуруйская*	–	135	–	–	–	10	1981
109	Жемчужная-2	–	131	–	–	–	5	1977
110	Крутая	D _{3f}	130	90	630	74	78	1976
111	Рыбная	C _{1v}	126	345	449	–	9	1977
112	Упрямец	D _{3f}	126	95	236	–	24	1976
113	Сукуруйская	D _{3f}	123	–	–	10	10	–
114	Ледяная-Липовая	C ₂	122	628	1981	23	27	1973
115	Кабаш-Таш	D ₁ (–)	120	–	–	–	10	–
116	Краснодарская	C _{1v}	120	117	550	69	75	1972
117	Хазинская (Тирмян-Таш)	C ₂	120	373	525	2	6	1966
118	Морозная	C _{1v}	120	–	–	–	27	1977
119	Каратыш (Треугольник)*	–	119	–	–	–	54	1977
120	Таш-Йорт (Таший-2)	D _{3f}	117	496	1500	–	17	1930
121	Терка (Обвальная)	D _{3f}	116	255	158	12	15	1978
122	Ташлуй-2 (Ташлуйская 2-я)	D ₁	115	480	583	6	13	1973
123	Шоколадка	D _{2e2+žv}	114	76	170	34	34	1976
124	Яумбаевская (Теплая)	D _{3f}	113	148	202	7	10	1972
125	Луговая	C _{1t}	112	95	223	36	36	1982
126	Лукавская	D ₃	111	197	288	2	9	1971
127	Коралловая	C _{1v}	110	204	380	–	10	1968
128	Байсланташ (Любимая)	C _{1v}	110	337	1283	–	34	1973
129	Поддорожная	C _{1v}	110	228	800	7	9	1981
130	Таший-1 (Саргаевская)	D _{3f}	110	212	710	–	26	1930
131	Термян-Таш	C _{1v}	110	502	492	3	10	1981

Окончание таблицы 20

1	2	3	4	5	6	7	8	9
132	Жеребчиковская	—	110	—	—	—	—	—
133	Снегурочка	—	110	—	—	—	—	—
134	Антонова	C _{1v}	108	218	1000	14	38	1980
135	Айболит	—	108	—	—	—	21	1978
136	Нугушская 2-я	D _{3fm}	108	306	1136	—	6	1972
137	Осенняя	C _{1v}	105	126	328	21	21	1978
138	Отважных	D _{3fm}	105	130	231	19	19	1972
139	Кутук	C _{1v}	105	170	580	24	24	1969
140	Калибр	D _{3fm}	104	350	3000	29	33	1986
141	Ыйсары	C _{1t}	104	177	318	3	9	1977
142	Алыпкара (Алып-Кая)	D _{3f}	103	738	12915	33	46	1975
143	Б-К	—	103	—	—	—	8	1986
144	Воскресная	C _{1v}	101	139	180	—	10	1974
145	Горное гнездо	C _{1t}	101	—	—	—	10	1974
146	Журчащего Ручья	C _{1v}	100	300	230	4	8	1973
147	Ташельган	C _{1v}	100	—	—	—	18	1982
148	Юшиной Е. П.	C _{1v}	100	—	—	—	42	1993

Примечания: «—» — нет точных сведений; «*» — пещеры без точного местоположения входа; «149» — Кидашские пещеры в известковых туфах (P₂kz₂) [Максимович и др., 1976]

Наиболее крупными гипсовыми пещерами на территории Южного Предуралья сегодня являются: Вертолетная (около 1700 м — первопрохождение Д. В. Усенко, М. Ефремова и А. Кузьмина — 1997 г.), Ишеевская система (1002 м), Урняк и Шальная (около 1000 м каждая), Большая Курманаевская (850 м), Куэшта (800 м), Благовещенская (300 м), Ледяная (300 м), Карламанская (269 м).

В карбонатных породах пещеры в Южном Предуралье сравнительно редки, а самые значительные из них располагаются в карстовой области Уфимского плато-свода: Усть-Атавские 1-я, 2-я и 3-я (621, 49 и 32 м соответственно), Неожиданная (301 м), Сабакаевская 1-я (147 м). Наиболее крупные пещеры находятся на юго-востоке плато и развиты в толстослоистых или массивных органогенных известняках юрюзанской свиты сакмарского яруса. Подавляющая часть пещер здесь приурочена к склонам долин рек, ручьев и суходолов в пределах зоны вертикальной нисходящей циркуляции карстовых вод. Входы их располагаются с различным превышением над днищами долин-дрен, но гипсометрически все они развиты выше среднеплейстоценовых речных террас. Свое развитие пещеры в пределах этой области начали

не позднее нижнего плейстоцена. Небольшие по размерам пещеры — горизонтальные или пологогоризонтальные, в более крупных из них наблюдается четкая ступенчатость их днищ, обусловленная напластованием известняков. Для морфологии пещер, которые приурочены к склонам суходолов, характерно наличие крутонаклонных и вертикальных колодцев и уступов (Афганская, Неожиданная и др.). Очень часто входы пещер находятся в карстовых воронках.

На остальной части Южного Предуралья пещеры в карбонатных породах крайне редки, размеры их невелики (не более 50 м). Наиболее примечательными из них являются Алегазовская на Прирайской равнине и Табынская в западных предгорьях Южного Урала.

В Южном Предуралье в области Белебеевской возвышенности свода известны также небольшие пещеры, заложенные в верхнепермских известковых туфах [Максимович и др., 1976].

Пещеры Южного Урала (Уральская карстовая страна)

На Южном Урале (горный Башкортостан и равнинное Зауралье), пещеры более многочисленны, чем в Предуралье. В его пределах сосредоточено более 90 % всех пещер Республики, причем подавляющее их большинство находится в горной ее части и заложено в известняках. Редко пещеры на Южном Урале встречаются в доломитах, еще реже в мергелях. Кроме того, имеются свидетельства о наличии двух малых пещер в кварцитовидных песчаниках (Зигальгинские гроты).

В горах Республики большинство пещер развито в нижнекаменноугольных (35 %), верхне- (24 %) и нижнедевонских (19 %) известняках, причем наиболее крупные пещеры характерны для верхнедевонских известняков, что особенно ярко проявляется по объемным показателям. Средний удельный объем пещер развитых в известняках верхнего девона обычно превышает $20 \text{ м}^3/\text{м}$, тогда как в остальных стратиграфических подразделениях он как правило не превышает $10 \text{ м}^3/\text{м}$ [Смирнов, 1992].

Распространение пещер. В горном Башкортостане наибольшее распространение пещеры получили на западном склоне Урала в его низкогорной части. Максимальная встречаемость пещер здесь наблюдается в пределах карстовой области Западно-Уральской внешней зоны складчатости. Карстовая область Центрально-Уральского поднятия характеризуется значительно меньшими показателями встречаемости, плотности и густоты пещер, а также их средними морфометрическими параметрами. При этом минимальные их значения

наблюдаются в пределах Башкирского мегантиклинория. Среднегорная часть западного склона Урала практически лишена карстовых пещер.

В карстовой области Западно-Уральской внешней зоны складчатости пещеры приурочены преимущественно к известнякам нижнего карбона и верхнего девона, в меньшей степени — к среднедевонским, еще реже — к среднекаменноугольным и очень редко — к верхнекаменноугольным известнякам и доломитам. В известняках и доломитах девона степень встречаемости пещер увеличивается от более древних к молодым, а в каменноугольных — наоборот, что обусловлено соответствующим обратным распределением в их разрезах кремнистого и глинистого материала [Мартин, Смирнов, Соколов, 1993]. Следует отметить, что наибольшая встречаемость пещер характерна для наиболее «чистых» по составу известняков визейского и франского ярусов. Пещеры в них чаще встречаются группами, и реже одиночно. Нередко они приурочены к бортам (преимущественно восточным) и осевым частям синклинальных складок. Значительно реже пещеры развиты на крыльях однопорядковых антиклинальных структур [Смирнов, Соколов, 1993].

В карстовой области Центрально-Уральского поднятия наибольшая встречаемость, плотность и густота пещер наблюдаются в пределах западного крыла Зилаирского мегасинклинория, где основная их часть развита в нижнедевонских массивных, однородных и «чистых» по составу, рифогенных известняках. Распространены они здесь преимущественно одиночно, реже небольшими группами. Размещены относительно равномерно, при общей тенденции постепенного увеличения их встречаемости с севера на юг, с максимальной концентрацией в долине р. Бол. Ик в районе д. Юлдыбаево [Соколов, Смирнов, Книсс, 1994].

В пределах карстовой провинции Центрально-Уральского поднятия пещеры приурочены к крепким, часто тонко- и среднеслоистым известнякам миньярской и катавской свит верхнего протерозоя, с преобладанием в последней. Основная их часть развита здесь на крыльях Авдырдакской антиклинали Алатауского антиклинория.

В Уральской карстовой стране, как и в карстовой стране Восточно-Европейской равнины, абсолютное большинство пещер сосредоточено в пределах склонов долин-дрен и значительно меньше — на водораздельных пространствах. Гипсометрически они располагаются на различных уровнях, однако подавляющая их часть здесь приурочена к интервалу абсолютных отметок 200—400 м. В этом же высотном интервале сконцентрирован и основной объем пещерных пустот. Большинство пещер Южного Урала, в сравнении с таковыми Пред-

уралья, приурочено к средним и верхним частям зоны вертикальной нисходящей циркуляции карстовых вод. Более 80 % всех пещер Южного Урала располагается над современными руслами рек выше 20-метровой отметки, примерно соответствующей верхнему уровню третьей надпойменной террасы среднеплейстоценового возраста. Заложение основной части пещер здесь произошло не позднее нижнего плейстоцена, а возможно, и много раньше. Наиболее интенсивное их формирование происходило в конце миоцена — начале плиоцена [Смирнов, Соколов, 1993]. Биоспелеологическим методом установлено, что уже к середине плиоцена на Южном Урале существовали крупные сухие пещеры [Смирнов, Книсс, 1986].

Морфология пещер. В каждой карстово-спелеологической провинции и области в строении пещер наблюдаются свои особенности, связанные с отличиями в характере карстующихся пород (мощность, трещиноватость, условия залегания, чистота состава и т.п.). Для относительно однородных рифогенных известняков Зилаирского мегаинклинория не типичны крупные околоповерхностные карстовые полости на водораздельных пространствах, которые более характерны для слоистых каменноугольных известняков в пределах передовых низкогорных хребтов западного склона Урала. Для пещер в нижнедевонских, часто толстослоистых и массивных известняках не характерна также и ярусность (многоэтажность). Колодцы и шахты отличаются здесь выдержанностью вертикальных стволов с горизонтальными, горизонтально-наклонными и ступенчатыми участками. Основная часть придолинных пещер в известняках нижнего девона, за редким исключением, имеет значительно меньшую протяженность, чем аналогичные пещеры в других стратиграфических подразделениях, а магистральные ходы их развиты преимущественно по системе региональной тектонической трещиноватости двух основных направлений СЗ 300–330° и СВ 40–60° [Мартин, 1977]. В ряде пещер тектонические, секущие слои, трещины прослеживаются в их сводах. В слоистых известняках пещерные ходы нередко развиты по внутрислойным литогенетическим и тектоническим трещинам и трещинам напластования [Смирнов, Соколов, 1993]. Часть придолинных пещер Уральской карстовой страны независимо от их принадлежности к какому-либо стратиграфо-генетическому комплексу пород, заложена по трещинам бортового отпора. Основные магистральные ходы пещер в этом случае ориентированы параллельно склонам долин-дрен или скальным обнажениям, в которых они развиты и редко имеют связь с элементами залегания горных пород [Мартин, Смирнов, Соколов, 1993].

Наибольшее количество карстовых полостей горного Башкортостана, доступных сегодня для исследования, находится в настоящее время на сухой, коридорно-гrotовой, натечно-осыпной и обвальнo-цементационной стадиях развития, около 13 % — на вадозной, коридорно-озерной, примерно 7 % — на вадозной, коридорно-речной и лишь только в 7-ми пещерах обследованы сифонные самые молодые пещерные ходы, переживающие в настоящее время коридорно-включозовую стадию развития.

В равнинном Зауралье в пределах Тагило-Магнитогорской карстовой провинции пещеры очень редки. Крупные доступные для непосредственного исследования карстовые полости здесь не известны. На сегодняшний день здесь зафиксированы только две небольшие (длиной до 15 м) пещеры по рекам Бол. Кизил и Худолаз.

4.8.1. Краткая характеристика наиболее примечательных пещер

Пещера Шульган-Таш (Капова). Самая примечательная пещера Башкортостана. Она является крупнейшей многоэтажной пещерой Урала, археологическим памятником мирового значения с палеолитической живописью и стоянкой древних людей, а также конкретным объектом, с которым связаны многие легенды, сказания и поверья.

Находится в Бурзянском районе и входит в состав одноименного заповедника. Сформирована в карстовом массиве на правом берегу р. Белой, сложенным массивными известняками визейского яруса нижнего карбона и развита вдоль оси Шульганской синклинали. Карстовый массив с пещерой именуется у местного населения горой Сарыкускан (овечьё пастбище), высота которой — 100–120 м. Вход в пещеру в виде арки 48×18 м располагается в подножье правого склона долины р. Белой в 6 км севернее деревни Иргизлы. Абсолютная отметка входа — 280 м, превышение над руслом р. Белой — около 10 м.

Пещера представляет собой систему галерей, коридоров и залов север-северо-западного и северо-восточного простирания, расположенных на трех гипсометрических уровнях (рис. 51). Наиболее значительные залы («Хаоса», «Рисунков», «Бриллиантовый», «Хрустальный») сформированы на среднем и верхнем ярусах. На нижнем — протекает р. Шульган (средний расход воды 50 л/с), которая исчезает с поверхности в 2,5 км севернее пещеры. В сифонной части речки, у входа в пещеру, достигнута глубина 30 м [Киселев, 1991]. Самым древним является средний ее этаж с современным входом в пещеру. Он начал

интенсивно формироваться около 3 млн. лет тому назад, а приблизительно 900 тыс. лет тому назад был омоложен р. Шульган. Верхний этаж пещеры в современном виде существует на протяжении уже 1,5 млн. лет, а самый нижний с подземной речкой Шульган — около 15 тыс. лет [Смирнов, Книсс, 1986].

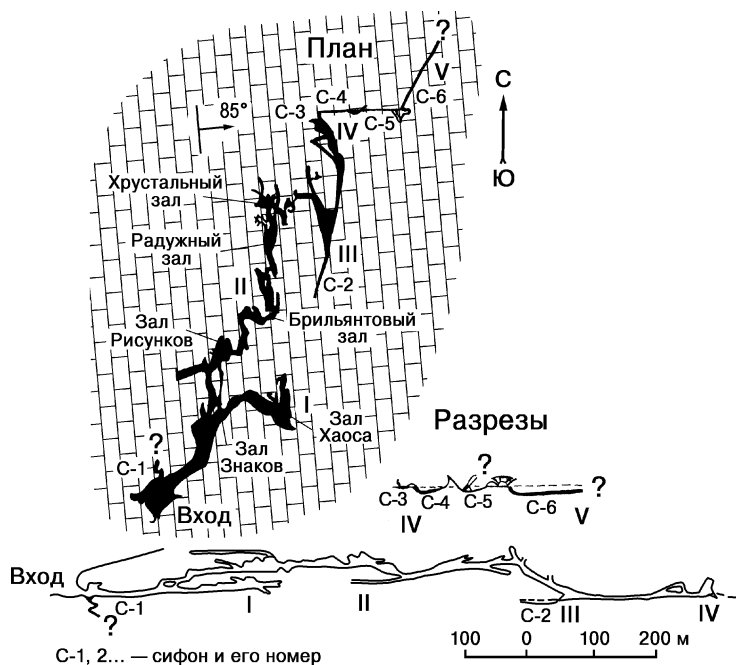


Рис. 51. Пещера Шульган-Таш (Капова)

Ранее пещера была богата натечными образованиями, особенно ее верхний этаж. В настоящее время они большей частью уничтожены.

В 1959 г. зоолог А. В. Рюмин обнаружил в пещере палеолитические рисунки древнего человека, что принесло ей мировую известность. К настоящему времени в пещере выявлено более 50 разнотипных красочных изображений. Среди них рисунки зверей, различные условные знаки и расплывшиеся красные пятна. Наиболее часто встречаются изображения мамонта. В изображениях распознаются также носорог и бизон. Есть рисунки и непонятных зверей. Рисунки размещаются как на среднем, так и на верхнем ярусах пещеры на расстоянии от 170 до 300 м от входа, их возраст составляет не менее 13—14 тыс. лет. В культурном слое на среднем ярусе пещеры обнаружено 193 предмета, среди которых преобладают орудия из местного пещерного известняка и

кальцита. Рабочий инструментарий и элементы вооружения, составляющие небольшую часть находок, изготовлены из более высококачественного каменного сырья, явно не местного происхождения, а именно из кремня и зелено-коричневой яшмы [Щелинский, 1996].

С пещерой связано очень много легенд, интересных преданий, поверий и сказок. Основные действия во многих древних фольклорных произведениях привязаны именно к пещере Шульган-Таш или озеру Шульган, которое располагается перед ее входом (эпосы: «Урал-Батыр», «Акбузат», «Кара-Юрга», «Акхак Кола» и др.). Пещера Шульган-Таш и озеро Шульган издревле являлись для народов Южного Урала объектом постоянного поклонения. Для местного населения они являлись местами священными, где совершались разнообразные обряды посвящения и возрождения Природы.

Общая длина пещеры 2640 м, площадь пола 20,2 тыс. м², объем более 105 тыс. м³, глубина 30 м, амплитуда 103 м [Смирнов, Соколов и др., 1999].

Наибольший вклад в исследование пещеры внесли П. И. Рычков, И. И. Лепехин, Г. В. Вахрушев, Е. Д. Богданович, И. К. Кудряшов, А. В. Рюмин, О. Н. Бадер, В. Е. Щелинский и Ю. С. Ляхницкий.

Пещера Сумган. Самая протяженная пещера Урала. Расположена в Мелеузовском районе, в 23 км восточнее пос. Нугуш, в пределах западного склона Южного Урала между хребтами Ямантау и Кибиз, на Нугуш-Бельском междуречье, в урочище Кутук-Сумган. Входит в состав природного парка «Башкирия» (см. рис. 50).

Заложена в серых массивных известняках визейского яруса нижнего карбона в осевой части Кутукской (Сакасской) синклинали. Вход в пещеру размером 20×10 м находится в месте слияния суходолов Кутук и Сумган на абсолютной отметке 380 м и представлен устьем шахты глубиной 110 м со ступенью на глубине 61 м. Со ступени и дна шахты во всех направлениях отходят ходы и галереи, нередко образующие лабиринты. Самая широкая и протяженная галерея «Проспект Геофака» простирается на северо-запад от входа. В привходовой части пещеры — ледник мощностью 3 м и площадью 600 м² (рис. 52).

Пещера представляет собой горизонтально-наклонную систему галерей, коридоров и ходов в основном юго-западного и юго-восточного простирания, расположенных на трех гипсометрических уровнях, которые соединены шахтами. Наиболее значительным по суммарной длине пещерных ходов является средний ярус пещеры, а наименее протяженным — верхний. Нижний уровень (ярус) развит в основном по падению известняков, наклоненных под углом 15–20° в южном и юго-западном направлениях.

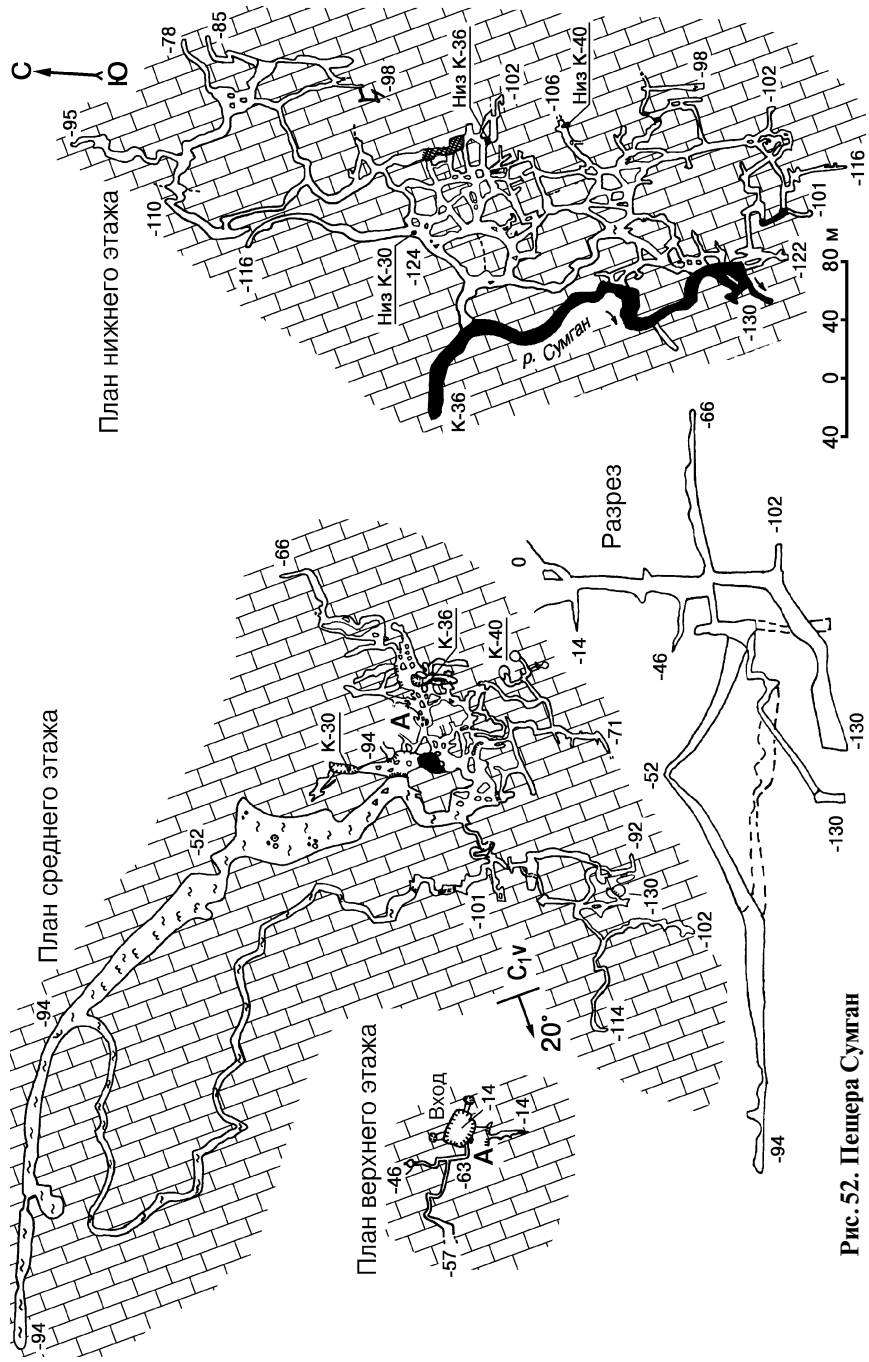


Рис. 52. Пещера Сумган

Направление современных водотоков в пещере — с северо-востока на юго-запад, к подземной р. Сумган, средний расход которой составляет 0,29 м³/с. Она течет на юг в сторону р. Белой. Пещера относительно богата натечными образованиями. Обширные некогда белоснежные кальцитовые покровы на полу в настоящее время большей частью затоптаны.

Возраст пещеры достаточно древний, ее формирование началось еще в доплиоценовое время, то есть не менее 6 млн. лет тому назад.

Общая длина ходов пещеры 9860 м, площадь пола 52,2 тыс. м², объем около 350 тыс. м³, глубина 130 м [Смирнов, Соколов и др., 1999].

Наибольший вклад в исследование пещеры внесли Е. Д. Богданович и И. К. Кудряшов, а также екатеринбургские, устькаменогорские и уфимские туристы-спелеологи. При этом екатеринбуржцы, наряду с топоъемкой пещеры, занимались также изучением ее микроклимата и гидрологии. Ими первыми были получены детальные сведения по гидрографии всего Кутукского урочища.

Пещера Киндерлинская им. 30-летия Победы (Победа). Самая значительная (по амплитуде — 215 м) пещера Урала, вторая по длине пещера Башкортостана. Находится в Гафурийском районе в верхней части правого склона долины р. Киндерля (левый приток р. Зилим), в ее устьевой части. Заложена в серых и темно-серых, прослоями битуминозных известняках верхнего девона и располагается на восточном крыле Ташастинской синклинали.

Трапезиевидный вход в пещеру размером 12×7 м обращен на юг. Абсолютная отметка его — 208 м, превышение над руслом р. Киндерли — 74 м.

Пещера представляет собой наклонно-горизонтальную систему галерей и ходов в северном, северо-восточном и западном, северо-западном направлениях, образовавшихся на четырех гипсометрических уровнях. Залы по размерам в поперечнике невелики, но высота их достигает местами нескольких десятков метров при часто отвесных стенах. Наиболее примечательными и значительными являются залы «Классический», «Атлантида», «Фигур» и «Пепсиколы» (рис. 53, 54). Современные водотоки в пещере направлены по падению известняков — с востока на запад.

Пещера богата натечными образованиями. Наряду с традиционными кальцитовыми натечными формами (сталактиты, сталагмиты и т.п.), в ней встречаются вторичные новообразования из гипса (цветы, кристаллы). Некогда, в изобилии имевшиеся в ближних от входа (до колодца — 14 м) коридорах и залах разнообразные натечки и гипсовые цветы к настоящему времени разграблены.

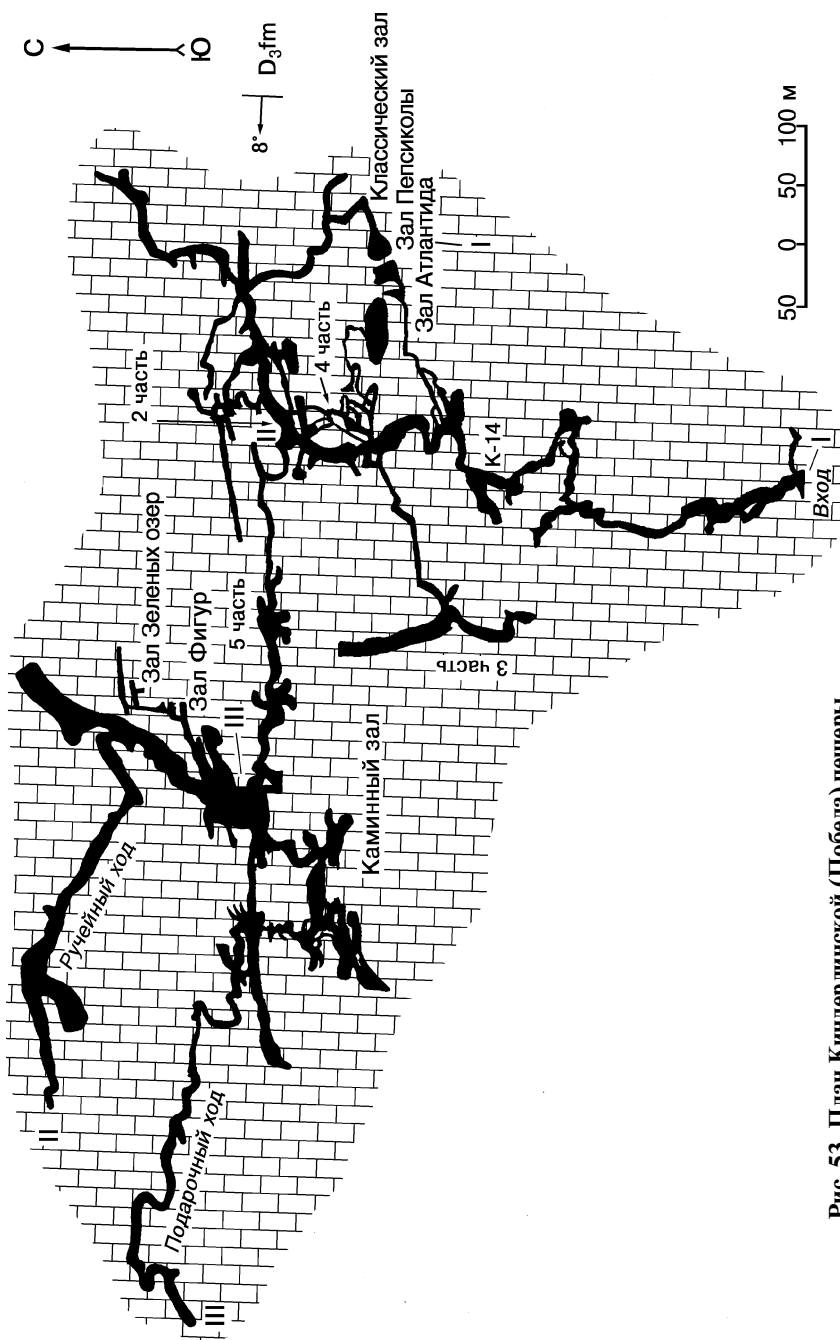


Рис. 53. План Киндерлинской (Победа) пещеры

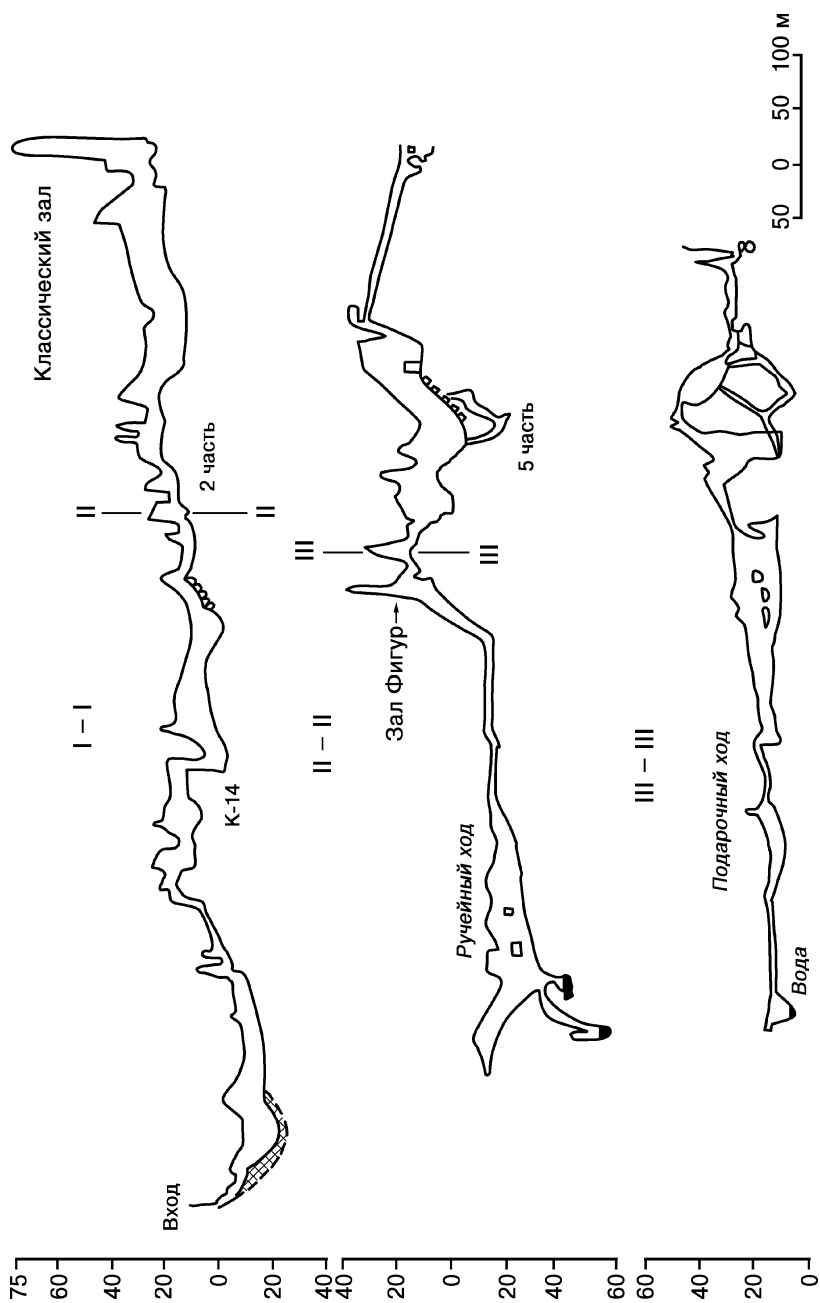


Рис. 54. Разрезы Киндерлинской пещеры

У входа имеется ледник, занимающий пол почти всей входовой галереи. Общая длина его 120, ширина 12 м. По данным Б. Р. Мавлюдова [1996], в период с 1985 по 1994 гг. количество льда у входа уменьшилось, в верхней части ледового склона накопилось от 10 до 46 см льда, а в нижней части склона стаяло до 36 см льда. За 10 лет протяженность зоны постоянного оледенения сократилась на 15–20 м. В то же время, общий баланс массы льда в пещере был положительным и составил 4,6 г/см².

Общая протяженность пещеры 7900 м, площадь пола 39,4 тыс. м², объем 229,9 тыс. м³, глубина 55 м, амплитуда 215 м [Смирнов, Соколов и др., 1999].

Наибольший вклад в исследование пещеры внесли стерлитамакские (А. С. Андреев) и уфимские туристы-спелеологи (Г. И. Иванов, В. В. Климец, Р. М. Низамутдинов).

Пещера Хлебодаровская (Подарочная). Третья по длине пещера Башкортостана, самая значительная «околоповерхностная» пещера в пределах передовых хребтов западного склона Урала (см. рис. 50). Расположена в Мелеuzовском районе. Заложена в пологопадающих (5°) на запад среднекаменноугольных известняках. Представляет собой систему взаимопересекающихся горизонтально-наклонных коридоров и галерей северо-западной и северо-восточной ориентации, образующих лабиринт решетчатого типа (рис. 55, 56). Наклонные части пещеры развиты по падению тонко- и среднеслоистых известняков. Общая протяженность пещеры 3550 м, площадь пола 18,0 тыс. м², объем 42,0 тыс. м³, глубина 48 м.

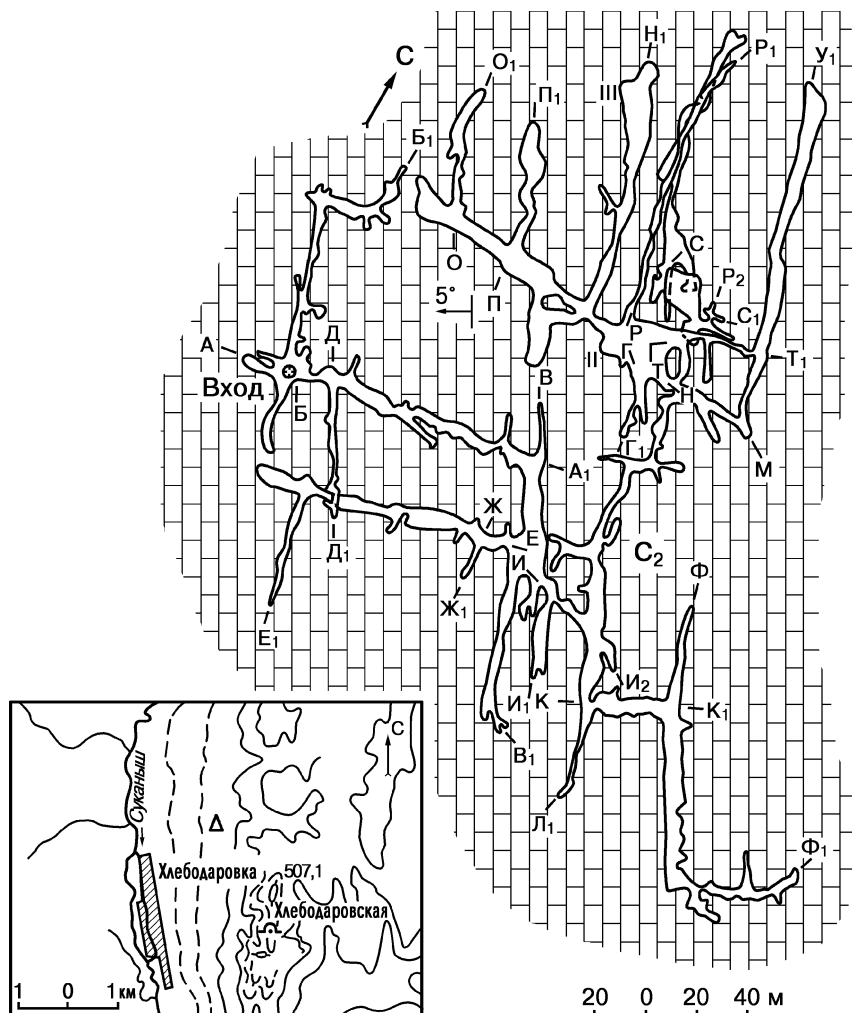
Пещера впервые описана в 1911 году земским начальником С. Р. Минцловым. Первое полное обследование пещеры было произведено уфимскими спелеологами [Шаров, 1972₂], позднее подтвержденное салаватскими спелеологами.

Пещера Пропашая яма. Одна из значительных пещер Урала. Четвертая по протяженности пещера Башкортостана и самая протяженная в отложениях девона. Расположена в Бурзянском районе, в 4,9 км к юго-западу от д. Киекбаево в верхней части левого склона долины р. Белой, у его бровки (см. рис. 50). Овальный небольшой (0,5×1,0 м) вход в пещеру находится на выположенной V надпойменной террасе р. Белой на абсолютной отметке 400 м с превышением над руслом реки 110 м.

Сформирована в известняках нижнего девона, падающих под углом 30° на северо-восток (45°). Начинается шахтой глубиной 78 м, со дна которой продолжается системой коридоров и галерей лабиринтового типа. Основные магистральные ходы северо-западной,

ближайшей к р. Белой части пещерной системы заложены вкрест простирания горных пород, а коридоры и галереи юго-восточной, более удаленной от реки части пещеры — по их простиранию (рис. 57).

Помимо шахты глубиной 78 м пещерная система соединяется с поверхностью посредством каскада колодцев в юго-западной части. Этот второй вход в пещеру именуется Медвежьим колодцем. Пещера богата разнообразными натечными образованиями.



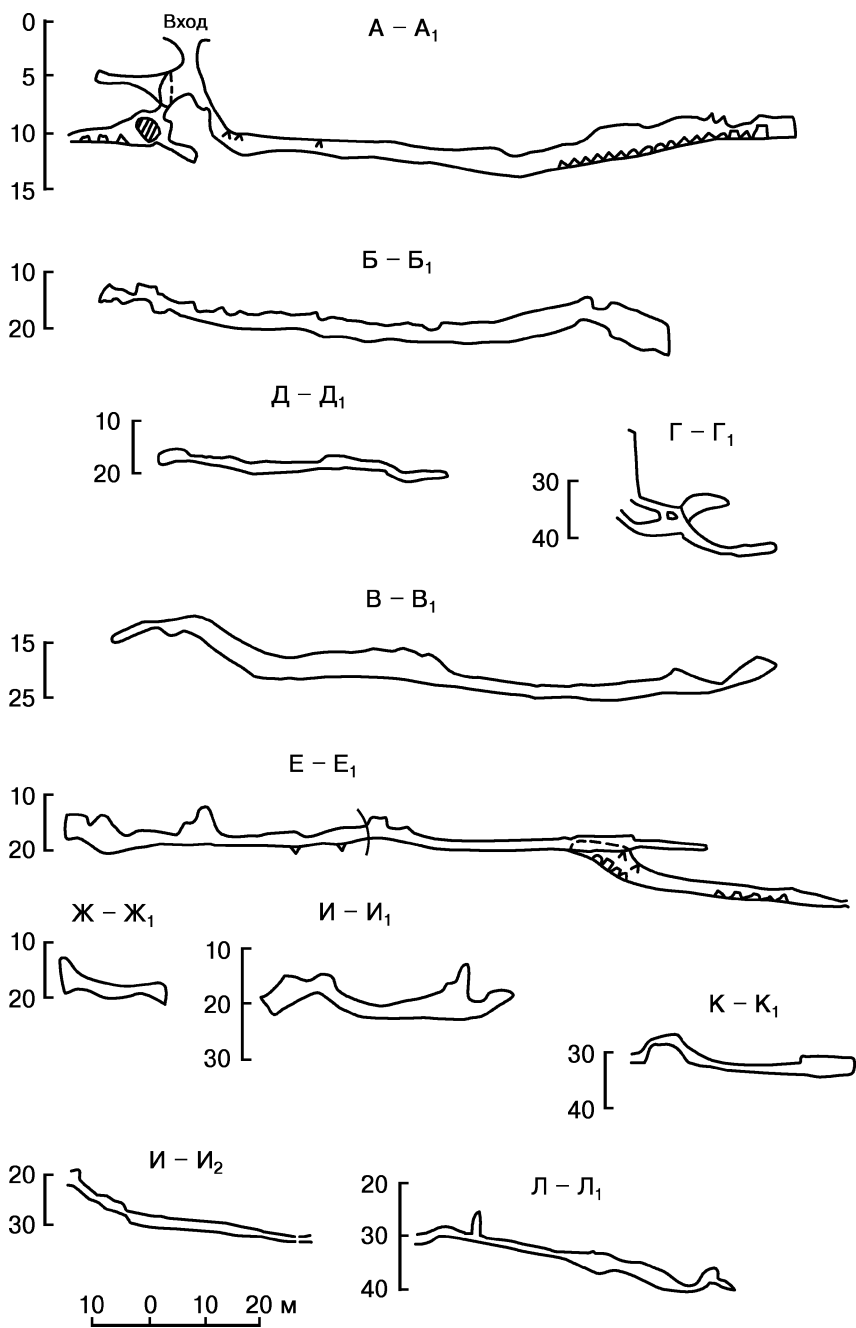


Рис. 56. Разрезы Хлебоदारовской пещеры

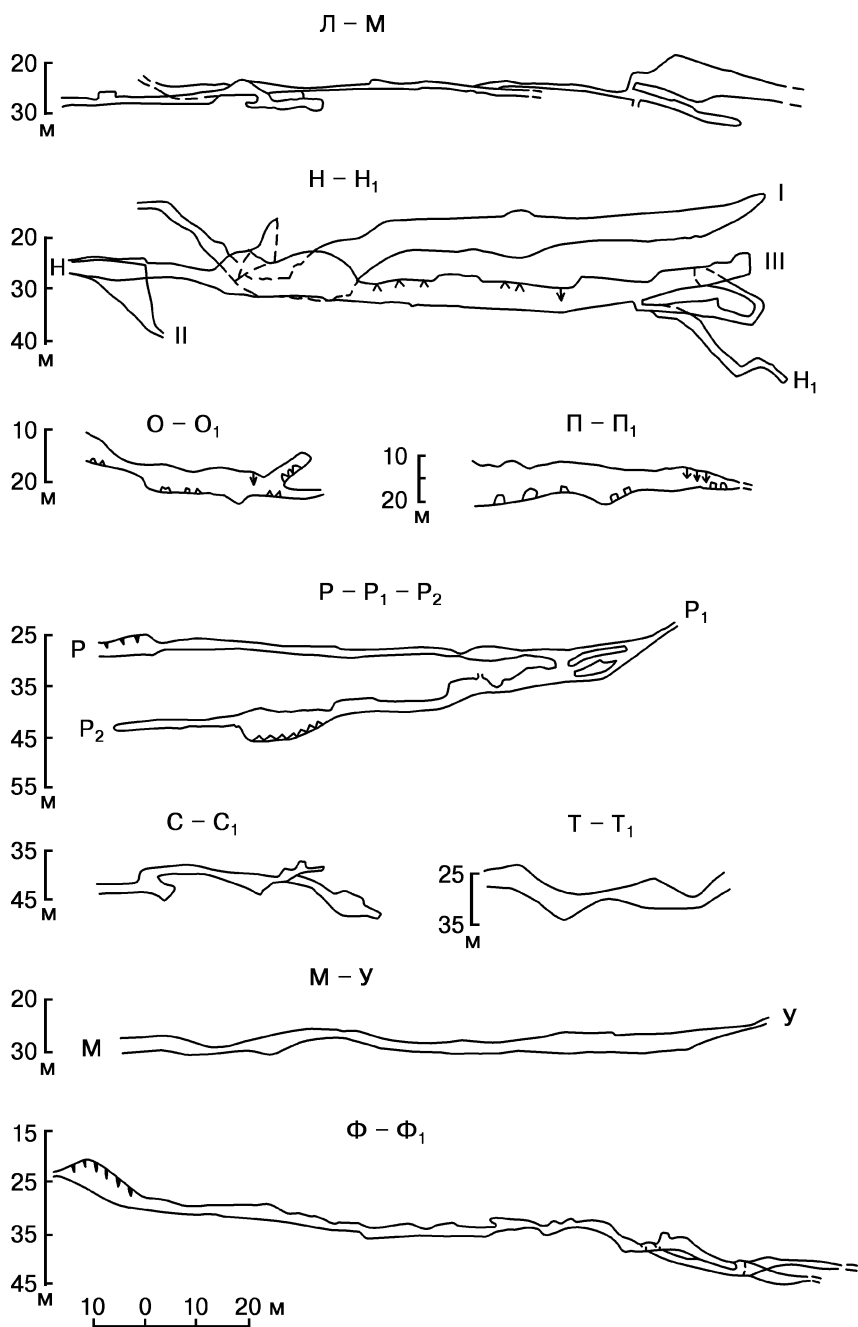


Рис. 56 (продолжение). Разрезы Хлебодаровской пещеры

Заложение пещеры началось одновременно с началом образования плиоценовой надпойменной террасы р. Белой, однако наклонно-горизонтальные лабиринтовые ходы, коридоры и галереи пещеры наиболее активно формировались в среднем плейстоцене.

Общая протяженность пещеры 3218 м, площадь пола 8,7 тыс. м², объем 37,5 тыс. м³, глубина 90 м.

Первая съемка пещеры осуществлена екатеринбургскими спелеологами [Рыжков, Марков, Логинов и др., 1971], данные которой затем неоднократно дополнялись и уточнялись уфимскими туристами-спелеологами.

Пещера Кызыльярвовская им. Г. А. Максимовича. Одна из крупнейших пещер Южного Урала — классический пример лабиринтовых пещер решетчатого типа, самая значительная пещера Урала в древних свитах протерозоя, самая протяженная переточная пещера Башкортостана. Входит в состав Южноуральского заповедника. Расположена в Белорецком районе, в 1,2 км к север-северо-востоку от д. Кызыльярво (см. рис. 50). Небольшой (0,8×0,4 м) овальный вход в пещеру находится в средней части правого склона долины р. Бол. Инзер на абсолютной отметке 362 м с превышением над руслом реки 13 м. Заложена в карстовом массиве, образованном U-образной излучиной реки. В его геологическом строении принимают участие вендские (миньярские) известняки, для которых характерна система региональной тектонической трещиноватости двух основных направлений: СВ 40—70° и СЗ 320—340°.

Привходовый коридор заложен по тектонической трещине и ориентирован по азимуту 320° (рис. 58, 59). Основная лабиринтово-решетчатая часть пещеры представлена системой наклонно-горизонтальных относительно узких и высоких коридоров и галерей, простирающихся по азимуту 285—310°. Они пересекаются ходами северо-восточного направления. Образование лабиринта связано с системой взаимопересекающихся трещин бортового отпора, развитой во внутренней части излучины реки. При этом наиболее протяженные коридоры лабиринтовой части пещеры параллельны водораздельной линии на излучине, а короткие ходы ориентированы перпендикулярно ей. Именно образование пещеры в коренной излучине реки по системе взаимопересекающихся трещин и обусловило ее значительные размеры, поскольку на Южном Урале для верхнепротерозойских карбонатных пород пещеры значительной длины вообще не характерны.

Пещера богата разнообразными натечными образованиями. В ней имеются относительно редко встречающиеся в пещерах Южного Урала геликтиты и кальцитовые кристаллы.

Наиболее пониженные части пещеры заняты озерами, имеющими гидравлическую связь с речными водами. Через карстовый массив с пещерой осуществляется переток речных вод с частичной потерей расхода реки на входе в излучину.

Заложение пещеры произошло, по-видимому, в раннем плейстоцене, а наиболее активно ее формирование происходило в средне-четвертичное время (300–400 тыс. лет тому назад).

Общая протяженность пещеры 2217 м, площадь пола 6,8 тыс. м², объем 30,6 тыс. м³, глубина 13 м, амплитуда 25 м.

Первыми исследователями пещеры являлись специалисты Пермской гидрографической партии. В последующем она обследовалась екатеринбургскими, магнитогорскими и уфимскими туристами-спелеологами.

Система Новомурадымовская - Водосбросовая. Единственная система Южного Урала пройденная от «входа» до «выхода». Входит в состав недавно организованного природного парка «Мурадымовское ущелье». В 1991 г. кумертауские спелеологи, пользуясь исключительно засушливым временем, преодолели несколько сифонов в пещере Водосбросовой и вышли на поверхность через Новомурадымовскую пещеру, объединив тем самым в единую карстово-спелеологическую систему две ранее самостоятельные пещеры. Заложена в нижнедевонских известняках на западном крыле Зилаирского мегасинклиория. Вход в Новомурадымовскую пещеру находится на дне карстовой воронки, расположенной в каньоне, висячие устье которого открывается слева в долину р. Бол. Ик. Вход в пещеру Водосбросовая находится в подножье правого склона долины этой же реки.

Система представляет собой вначале сеть разветвляющихся ходов и галерей, которые соединяются затем в одну магистральную галерею северного простираения с постепенно спускающимся полом (рис. 60).

Богата натечными образованиями, из которых чаще всего встречаются каменные водопады и пагоды. Наиболее интересными достопримечательностями пещеры являются «Концертный зал» с уникальной акустикой и кальцитовая «сцена», а также грот «Каменный цветок» с многочисленными покровными кальцитовыми натеками [Смирнов, Соколов и др., 1999].

Наиболее активное формирование пещерных ходов и галерей пещеры происходило в конце плиоцена и в начале плейстоцена (1,2–0,9 млн. лет тому назад). В дальнейшем они неоднократно подвергались частичной кольматации с последующим размывом и выносом из пещеры рыхлых отложений. Активное формирование системы продолжается и в настоящее время.

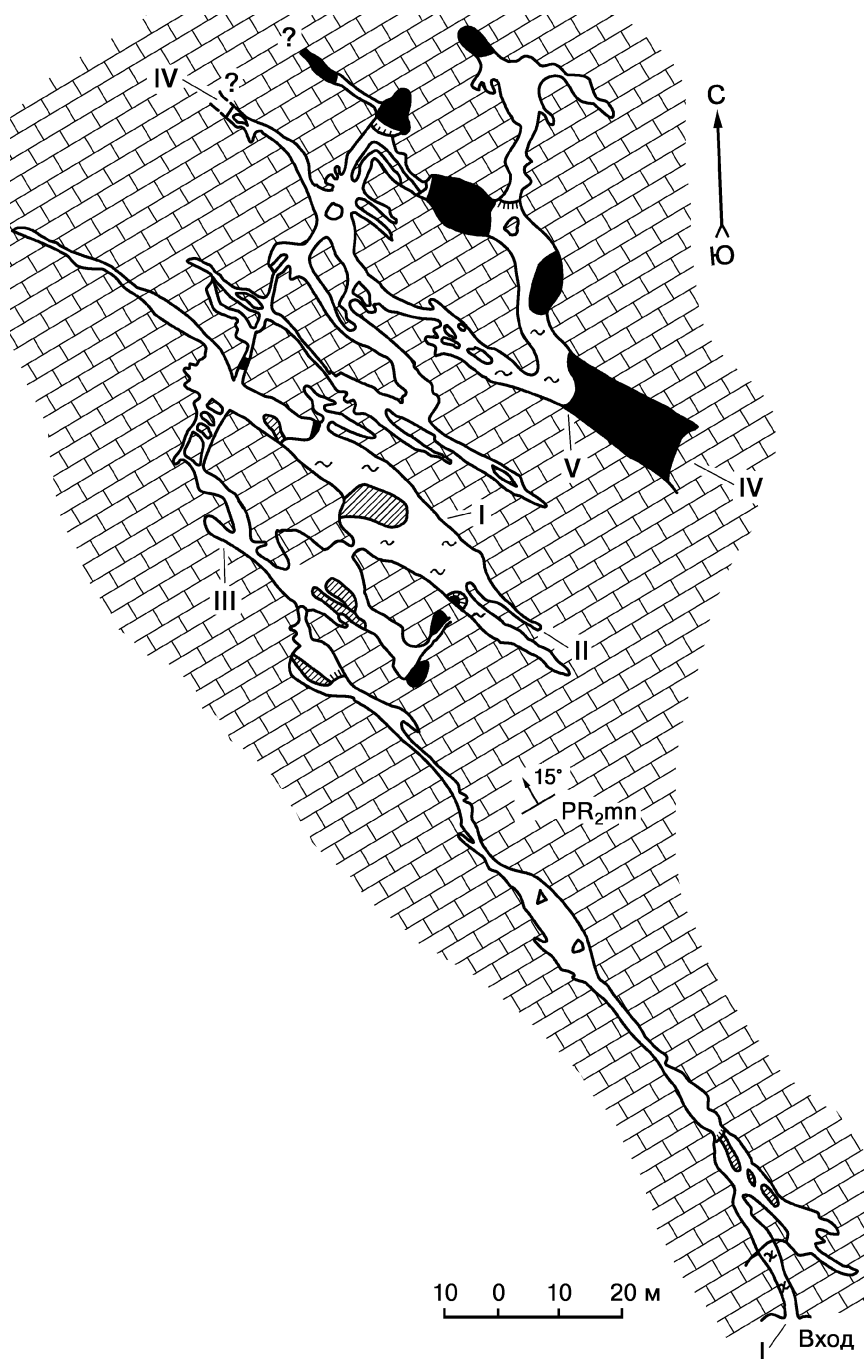


Рис. 58. План Кызыльярговской им. Г. А. Максимовича пещеры

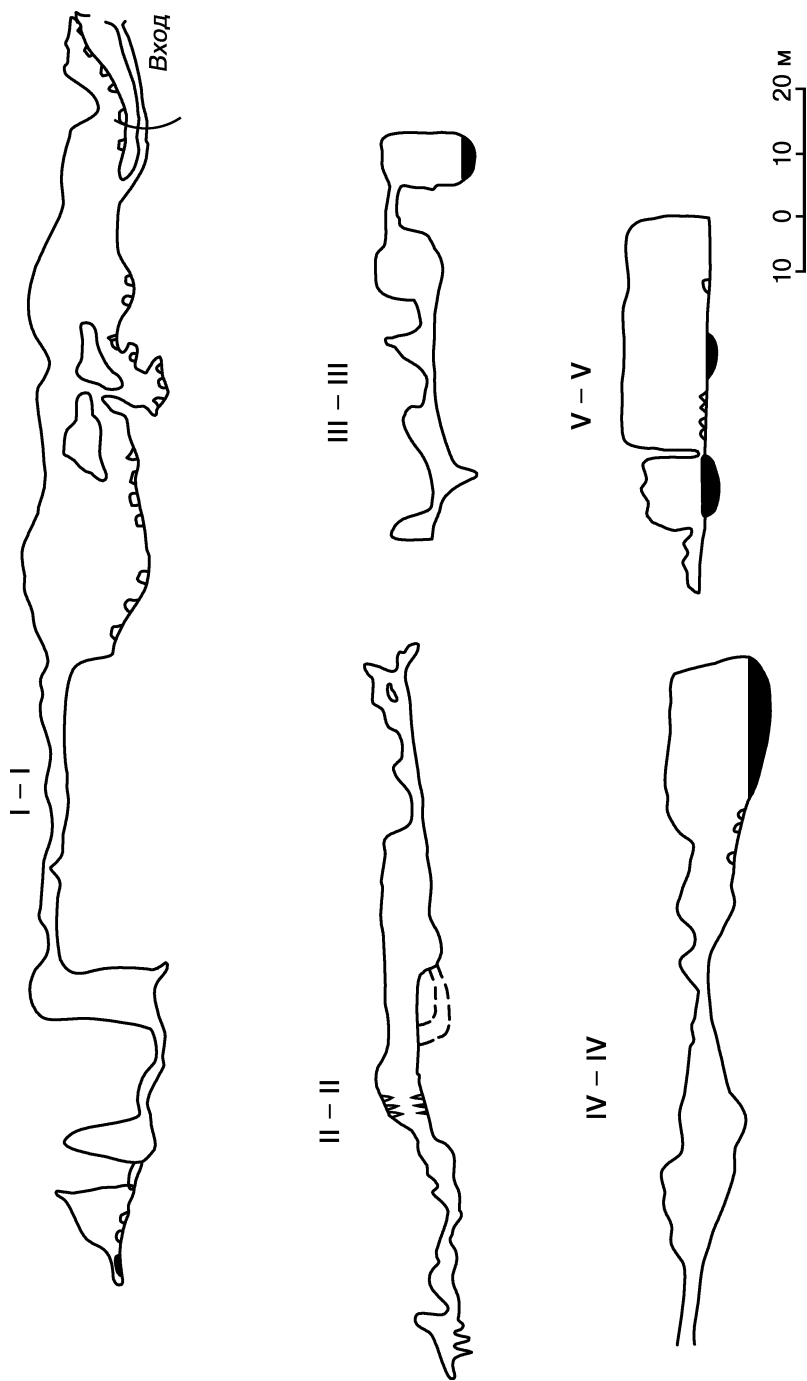


Рис. 59. Разрезы Кызылъяровской им. Г. А. Максимовича пещеры



Рис. 60.

План системы пещер Новомурадymовская – Водоброссовая

Общая протяженность системы превышает 2000 м, площадь пола 7,5 тыс. м², объем — около 20 тыс. м³.

Первый инструментальный план Новомурадymовской пещеры был составлен топографами Стерлитамакской геолого-поисковой конторы (К. И. Андреевым, М. А. Шкаревым, Р. Я. Уразбахтиным, Г. А. Дьяконовым), а первое ее детальное спелеологическое обследование было произведено спелеогруппой под руководством В. И. Мартина. Последние исследования пещеры, направленные на определение ценности системы с целью ее включения в состав природного парка, осуществлены А. И. Смирновым [1998] и Ю. В. Соколовым [2001].

Пещера Аскинская. Крупнейшая полость Южного Урала мешкообразного типа с наибольшим по площади ледником и самыми значительными ледяными сталагмитами.

Расположена в Архангельском районе в 2 км к юго-востоку от д. Солонцы (Аскино) в средней части левого склона долины р. Каранюрт (левый приток р. Скимка), в днище карстовой воронки (см. рис. 50).

Аркообразный вход размером 9×22 м, обращенный на север-северо-восток, находится на абсолютной отметке 260 м с превышением над руслом реки 60 м. Заложена в известняках франского яруса верхнего девона, падающих под углом 34° на запад-северо-запад (280°) (рис. 61).

Представлена огромным залом (длиной 104 м и шириной 40–60 м) со сводчатыми стенами и потолком. Пол зала почти весь занят ледником. Несколько выпуклая поверхность ледника находится по отношению к входу пещеры на глубине около 20 м. На ней в различные

годы насчитывается от 7 до 10 гигантских ледяных сталагмитов высотой до 12 м с поперечником в основании до 5–10 м. Крутой спуск в зал от входа в пещеру также покрыт покровным льдом. По данным Б. Р. Мавлюдова [1996] с 1985 по 1994 г. на дне входной воронки стаяло около 0,5 м льда, а в зале накопилось не менее 1 см льда (по его толщине).

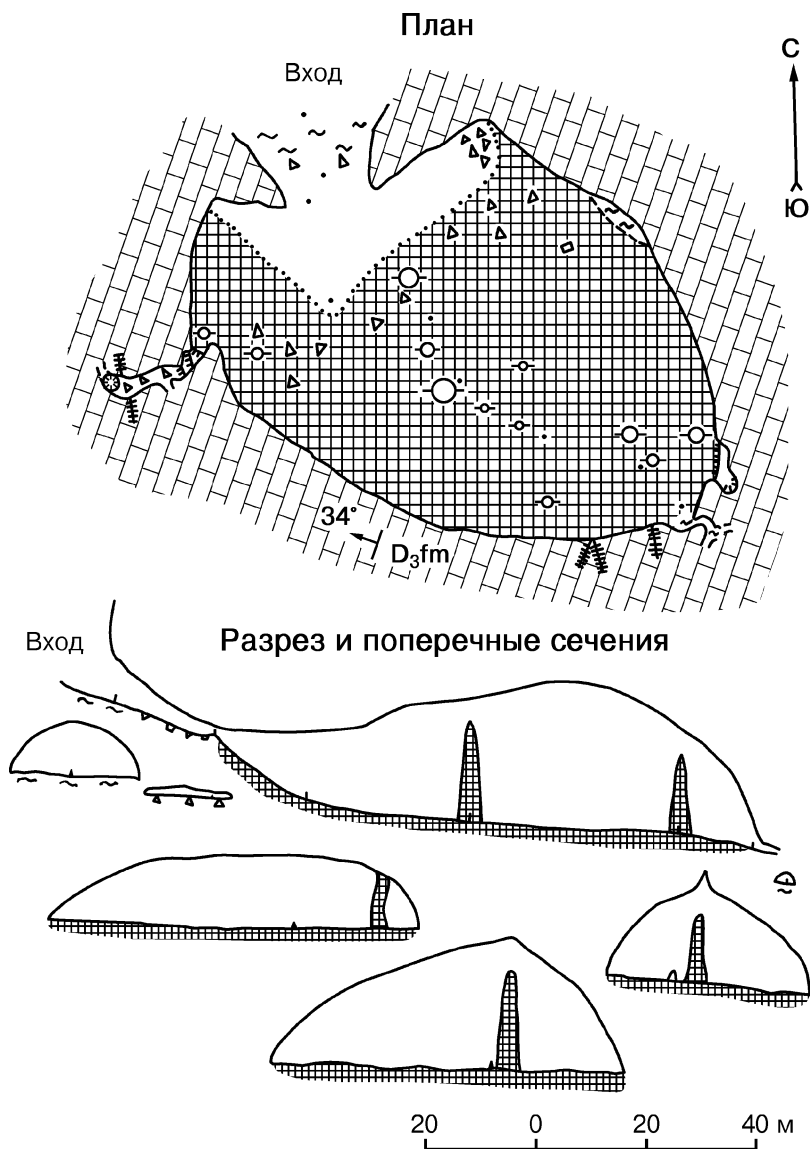


Рис. 61. Пещера Аскинская

По возрасту пещера является древней (раннеплиоценовой). При относительно небольшой протяженности пещеры (206 м), площадь ее пола составляет 5,2 тыс. м², а объем — 51,1 тыс. м³. Глубина пещеры 24 м, амплитуда 34 м.

Первые исследования пещеры проведены Г. В. Вахрушевым, И. К. Кудряшовым и Е. Д. Богдановичем.

Пещера Убежище Салавата Юлаева. По официальным данным, пещера является мемориалом башкирского национального героя Салавата Юлаева, который скрывался в этих местах в период царских репрессий, после поражения крестьянского восстания под предводительством Е. Пугачева.

Расположена в Салаватском районе в 4 км к юго-востоку от с. Малояз в придолинной части р. Юрюзань по ее правобережью. Образована в известняках ранне-среднекаменноугольного возраста.

Вход в пещеру шириной 2,2 м и высотой 1,5 м находится на дне колодца глубиной 6 м, абсолютная отметка устья которого — 350 м.

Пещера представляет собой скобообразно изогнутый меридионально ориентированный коридор с небольшим залом в конце, где направление пещерного хода меняется с юга на север. Входная часть пещеры с полого опускающимся каменистым дном имеет ширину и высоту коридора соответственно 6 и 3,5 м. Дальняя часть — с горизонтальным глинистым полом постепенно сужается до 0,6–0,5 м (рис. 62).

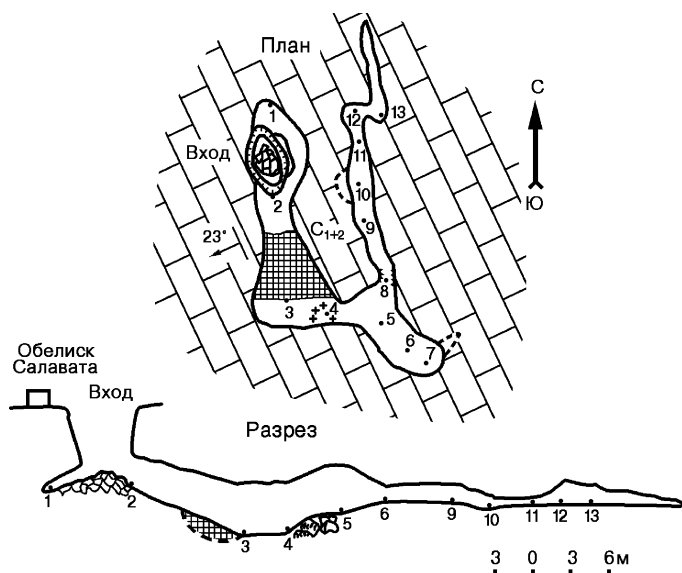


Рис. 62. Пещера Убежище Салавата Юлаева

Натечные образования в пещере практически отсутствуют. В 5 м от входа — ледник площадью около 30 м², на дне колодца перед входом почти до конца лета сохраняется снег.

Общая протяженность пещеры 54 м, площадь пола 125 м², объем 311 м³. Нижняя часть пещеры находится на глубине 11 м от поверхности земли [Смирнов, Мартин, 1996].

Около колодца — небольшой обелиск с мемориальной табличкой, который хорошо виден с дороги Малояз — Верх. Киги.

Пещера Идрисовская. Пещера Идрисовская (Киссяташ, Дворец, Краснопольская) — это исторический, археологический и природный памятник. Расположена в 1,5 км к юго-востоку от д. Идрисово Салаватского района, в верхней части левого склона долины р. Юрюзань, в 100 м вниз по течению от устья руч. Клюкля. Образована в темно-серых среднеплитчатых известняках ранне-среднекаменноугольного возраста, пологопадающих на запад под углом 15°.

Автором самого раннего описания пещеры, дошедшего до нас, является руководитель экспедиции Санкт-Петербургской академии наук естествоиспытатель, географ и путешественник Паллас Петр Симон, посетивший пещеру в 1770 году.

Всего через четыре года, осенью 1774, в пещере скрывался Салават Юлаев с группой товарищей, о чем повествуют многочисленные народные предания [Ахмадеев, 1988].

Прямоугольный вход в пещеру шириной 2,4 и высотой 3,8 м находится в основании скального уступа на высоте 45 м от уровня р. Юрюзань. Правее основного входа расположено еще три в виде окон меньших размеров.

Пещера представляет собой горизонтальный коридор северного простираения, который пересекает несколько гротов и переходит в слабонаклонный вниз ход западного простираения. Гроты и ход развиты по трещинам бортового отпора, которые хорошо видны в потолке пещеры. Пол пещеры глинистый с включениями щебня. На полу встречаются кости животных, древесные и растительные остатки. На закопченном веками потолке встречаются небольшие сталактиты.

В 1951 году М. А. Бадер обнаружила в пещере расколотые кости ископаемых животных и осколки кремня палеолитического облика, а так же антропоморфные изображения, сделанные охрой.

Карстово-спелеологическое обследование и топографическая съемка пещеры сделана отрядом Башгидростанции под руководством В. И. Мартина в 1971 году.

Общая протяженность пещеры 93 м, амплитуда 10 м, площадь пола 213 м², объем 482 м³ [Мартин, Смирнов, Соколов, 1993].

Стены привходовой части пещеры густо покрыты современными надписями, в том числе и поверх палеолитической живописи.

Пещера Якшингуловская 2. Единственная пещера Башкортостана с находкой бурого железняка. Расположена в Бурзянском районе в средней части лога, открывающегося в долину р. Белой по ее левобережью в 0,4 км ниже устья р. Таравал. Сформирована в светло-серых массивных известняках нижнего девона.

Вход в пещеру в виде небольшой арки (1,5×1,6 м) с абсолютной отметкой 355 м обращен на восток. Его превышение над тальвегом лога — 35 м.

Пещера представляет собой изогнутый в плане коридор (рис. 63). Наиболее удаленная от входа его часть имеет северо-западное простирание, которое четко согласуется с одним из направлений тектонической трещиноватости, характерной для нижнедевонских известняков (40–50°). Привходовая часть развита по вертикальной трещине бортового отпора, образованной явлением разгрузки со стороны р. Белой.

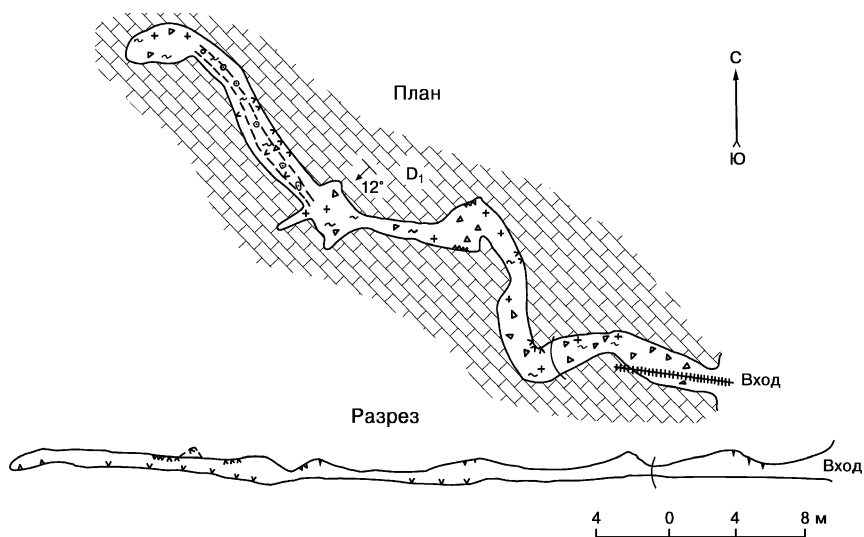


Рис. 63. Пещера Якшингуловская 2

Натечные образования редки и представлены кальцитовой корой и мондмилхом (пещерное молоко) на стенах и пещерным жемчугом в небольших ванночках.

Куски бурого железняка, достигающие 10 см в поперечнике, встречаются в дальней части пещеры в виде плотных желвачных включений в глине. Исследования отобранных образцов в шлифе показали, что они

представляют собой бурый железняк с содержанием гидроокислов железа 88–90 %. Наиболее вероятным источником лимонита в пещере являются такатинские песчаники эмского яруса нижнего девона, в контактах зерен которых зафиксированы гидроокислы железа и которые залегают в непосредственной близости от пещеры [Смирнов, 1989].

По морфометрии эта почти горизонтальная пещера относится к малым. Ее длина всего 47 м, площадь пола 71 м², объем 68 м³.

Первое детальное обследование пещеры было проведено спелеогруппой под руководством В. А. Алексева.

Пещера Вертолетная. Самая протяженная гипсовая пещера Башкортостана. Находится в Аургазинском районе в 1 км севернее д. Ахмерово. Заложена в светло-серых массивных гипсах кунгурского яруса в пределах Рязано-Охлебининского вала (рис. 64).

Вход в пещеру располагается в основании южного борта карстовой воронки с отвесными бортами. Поперечник ее составляет 80 м, а глубина 20 м. Воронка находится в придолинной части р. Сарыелга (правый приток р. Узень) и нередко именуется «Ахмеровским провалом».

Пещера состоит из двух основных параллельных пологонаклонных галерей юго-восточной ориентации, длиной до 100 м, шириной до 40 м и высотой до 6 м. От главных галерей отходят несколько ходов юго-западного простирания. Часть из них образует верхний сухой ярус пещеры.

Зимой и ранней весной пещера богата разнообразными ледяными образованиями. В период интенсивного снеготаяния затапливается. Максимальный уровень воды поднимается в это время до 4 м от пола.

Возраст пещеры относительно молодой. Хотя ее заложение началось еще в раннем плиоцене, собственно пещера, с ее современным входом, существует не более 10 тыс. лет.

Длина пещеры 1768 м, глубина 50 м, объем около 40 тыс. м³ [Смирнов, Соколов и др., 1999].

Впервые она была обследована в 1996 г. уфимскими спелеологами Д. В. Усенко, А. Г. Кузьминым и М. В. Ефремовым. Название свое пещера получила по факту фотосъемки «Ахмеровского провала» В. И. Барышниковым с борта вертолета. В настоящее время идет ее интенсивное изучение.

Ишеевская система пещер. Вторая по протяженности пещерная система Башкортостана в гипсах. Находится в Ишимбайском районе и сформирована в правом борту суходола, открывающегося справа в долину р. Селеук напротив д. Ишеево (см. рис. 50).

Заложена в серых кунгурских (иреньских) гипсах, бронированных известняками. Развита по системе трещин бортового отпора. Состоит

из шести горизонтальных коридорных пещер северо-восточного и север-северо-западного простирания, образованных единым водотоком.

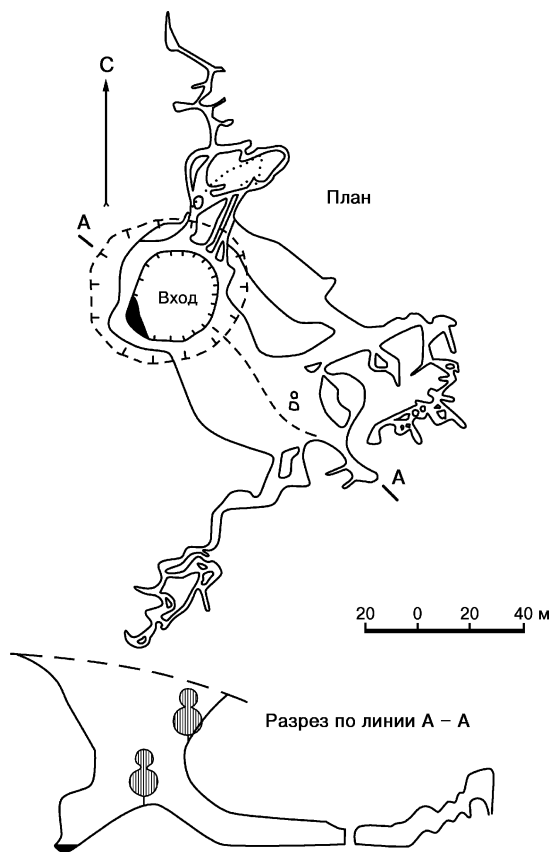


Рис. 64. Пещера Вертолетная

Пещерные отложения представлены продуктами обрушения сводов (глыбы, обломки, щебень) и аллохтонными образованиями (глина, суглинок, песок, галька).

Общая протяженность системы 1002 м, площадь пола 4,6 тыс. м², объем 9,6 тыс. м³, глубина и амплитуда по 26 м [Мартин, Смирнов, Соколов, 1993].

Детальная топосъемка системы произведена екатеринбургскими и уфимскими туристами, а наиболее полное ее геолого-гидрогеологическое обследование осуществлено специалистами ОАО «Башкиргеология».

Пещера Большая Курманаевская. Крупнейшая пещера Южного Предуралья лабиринтового типа, третья по протяженности гипсовая полость Башкортостана доступная для человека. Находится в Аургазинском районе на восточной окраине д. Курманаево (см. рис. 50).

Относительно широкий и низкий вход в пещеру расположен в юго-западном борту провальной воронки по правобережью р. Аургазы. Пещера заложена в плейстocenных гипсах кунгурского яруса, перекрытых более крепкими среднеслоистыми разновозрастными гипсами, по подошве которых сформирован плоский первоначальный свод пещеры. В местах обрушения последних на полу — скопления плитчатых глыб и крупных обломков.

Состоит из лабиринта коротких узких и невысоких ходов, разделенных небольшими целиками (рис. 65). От входа к основному лабиринту ведет магистральный коридор юго-восточного простирания, свод которого наиболее интенсивно подвержен обрушению. Представляет собой миниатюрную копию длиннейшей гипсовой пещерой мира — пещеры Озерной.

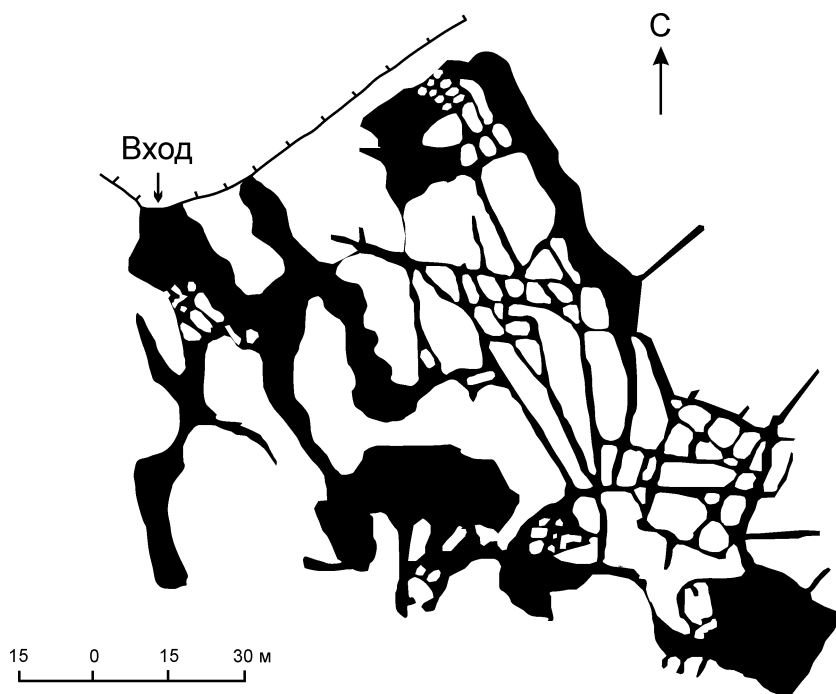


Рис. 65. Пещера Большая Курманаевская (по Е. П. Дорофееву и А. В. Лукину [1970,])

В пещере встречаются прозрачные кристаллы гипса. Натечные образования практически отсутствуют. Наиболее активное формирование пещеры происходило в позднеплейстоценовое время.

Общая протяженность пещеры 850 м, площадь пола 974 м², объем 860 м³, глубина 2 м, амплитуда 3 м.

Первое подробное комплексное обследование пещеры проведено сотрудниками Пермского госуниверситета Е. П. Дорофеевым и А. В. Лукиным [1970₁], а первое ее описание было сделано еще в XVIII веке И. И. Лепехиным.

Кроме охарактеризованных выше пещер Башкортостана следует отметить еще ряд примечательных:

Заповедную — в долине р. Лемезы с недавно открытым древнейшим святилищем Урала — «искусственным медвежьим комплексом», созданным древним человеком около 12800 лет тому назад [Котов, 1997₂];

Байслан-Таш (Любимую) — в долине р. Белой со стоянкой древнего человека эпохи палеолита (по исследованиям В. Г. Котова [1999 г.]);

Голубиную и Старомурадымовскую — в долине р. Бол. Ик со стоянкой древнего человека (в первой) и настенными рисунками (во второй) эпохи мезолита [Кузеев, Пшеничнюк, 1984; Смирнов, Соколов и др., 1999];

Октябрьскую — в долине р. Зилим — глубочайшую (–98 м) пещеру Южного Урала, являющуюся частью Киндерлинской карстовой системы [Смирнов, Соколов и др., 1999];

Кутукские и Зигзаг — на Нугуш-Бельском междуречье со своеобразной морфологией и разнообразными натечными образованиями;

Бласын и Ледяную–Липовую — в Ишимбайском и Мелеузовском районах соответственно с мощными (до 11 м) скоплениями покровного льда;

Им. Д. Г. Ожиганова — в долине р. Белой, являющуюся началом гидроспелеосистемы пещеры Шульган-Таш;

Муйнак-Таш, Куэшта, Олимпию, Бол. Тимировскую и многие другие.

С более подробной характеристикой наиболее примечательных пещер Южного Урала и Предуралья (с достаточно большой фотогалереей по ним) можно познакомиться в сети Internet на сайте «Спелеологические памятники природы Республики Башкортостан» [Смирнов, Соколов и др., 1999]. С поисковой системы Rambler на эту Web-страницу можно зайти по ключевым словам: «Пещеры Башкортостана».

4.8.2. Охрана карстовых пещер

Пещеры представляют собой особый природный комплекс со специфическими морфологией, климатом, гидрографией, растительностью и животным миром.

Прежде всего, пещеры являются коллекторами и проводниками воды от поверхности горных массивов к источникам, а также уникальными природными фильтрами воздуха.

Пещеры имеют большое научное значение, они все еще являются нетронутой целиной для исследователей самых разных специальностей. Это — геологическая лаборатория, в которой можно изучать естественные обнажения горных пород, проследить внутреннюю структуру залегания горных пород, их изменчивость, тектонические нарушения, ископаемую фауну и др.; в пещерах открыт естественный доступ к водоносному горизонту, есть возможность изучения формирования химического состава подземных вод. Пещеры нередко содержат уникальные минеральные агрегаты, отражающие геологическую историю района.

В пещерах можно наблюдать естественный ход русловых, осадочных, денудационных, минералообразующих, мерзлотных, климатических и других процессов.

Пещеры имеют палеогеографическое значение: в них сохраняются следы давно минувших эпох, которые, как правило, уничтожены на поверхности земли; на основании изучения пещерных отложений можно судить об истории развития окружающей местности, об истории животного и растительного мира, об истории человечества.

Пещеры — это среда обитания специфической фауны, часть из которой живет в них постоянно (троглобионты), а часть временно (троглофилы). Стабильность климатических условий способствовала сохранению и возникновению в пещерах большого количества эндемичных видов, отдельные виды которых занесены в Красную книгу.

Наконец, пещеры — это ценнейшие рекреационные и даже бальнеологические объекты. В пещерах особым путем протекают биологические процессы, что позволяет изучать влияние на организм человека экстремальных условий. Некоторые пещеры имеют оздоровительное значение.

На базе пещер в Республике развита активная спелеологическая и спелеотуристская деятельность. Спелеологическая деятельность освещена во многих работах по истории изучения карста и спелеологии [Кудряшов, 1960; Соколов, 1992 и др.].

С 1960 года, с развитием самодеятельного спелеотуризма, началось активное массовое посещение пещер. Спелеотуристская деятельность, сводящаяся к посещению пещер, в силу своей массовости, повлекла за собой неотвратимый ущерб первоначальному облику пещер.

Пещеры и их компоненты, в силу своей специфичности, обусловленной практически стабильным природным режимом, отличаются повышенной ранимостью и часто не способны к восстановлению после изменения режима в результате интенсивного антропогенного воздействия. Большой поток посетителей способен вызвать необратимые изменения строения пещеры и ее элементов, изменить климат, изменить или уничтожить ее флору и фауну.

Тепло, выделяемое человеком при посещении пещер, прежде всего, изменяет их климатические особенности. В пещерах с ажурными ледяными кристаллами и рисунками древнего человека это имеет огромное отрицательное значение.

Простое посещение пещеры, даже при условии соблюдения необходимых мер предосторожности, всегда отражается на ее состоянии. Результатом частых посещений является неизбежное нарушение эстетического состояния пещер и подземных ландшафтов, скопление отбросов и нечистот, закопченные стены и потолки, задымление галерей, скопление экологически вредных веществ, продуктов сгорания топлива, разрушение натечных и кристаллических образований, уничтожение палеолитической живописи.

В 60–80-ые годы вопросы охраны пещер решались:

- созданием спелеотуристских общественных объединений, с большим просветительским потенциалом, под регулирующей деятельностью органов власти;
- объявлением ряда пещер «Памятниками природы»;
- созданием ведомственных (Башкирский областной совет по туризму и экскурсиям) экскурсионных маршрутов в популярные у туристов пещеры. Были благоустроены маршруты в пещерах Новомурадымовская, Киндерлинская им. 30-летия Победы, активно эксплуатировались (без благоустройства) маршруты в пещерах Аскинская, Лаклинская, Сказка, Байслан-Таш, Муйнак-Таш, Мурадымовские и др.

С 1996 года началось массовое проведение экскурсий в пещеры на коммерческой основе. Естественно, что объектами коммерческой экскурсионной деятельности, в первую очередь, стали пещеры, имеющие несомненную научную, историческую или эстетическую ценность, то есть те, которые, исходя из тех же особенностей, являются государственными памятниками природы или заслуживают этого ста-

туса. В то же время, организаторов коммерческих экскурсий, как оказалось, совершенно не интересовали вопросы охраны этих пещер.

В настоящее время, многие пещеры носят следы присутствия современного человека; это отработанный карбид, использованные элементы питания фонарей, куски полиэтилена, упаковка от продуктов питания. В качестве примера можно привести пещеры Киндерлинскую, Сумган, Шульган-Таш. Периодически проводимые Федерацией спелеологии и спелеотуризма Башкортостана санитарные мероприятия по очистке пещер от мусора мало помогают. В результате частых посещений ледяных пещер нарушается их микроклимат и, как следствие, бесследно исчезают великолепные ледяные натёки (пещеры Аскинская, Киндерлинская). Свою былую ценность полностью утратили пещеры, объявленные памятниками природы — Хазинская, Крясь-Тишек, Салавата Юлаева.

Некоторые пещеры хранят прямые следы вандализма: это уничтоженные натечные образования, кристаллы гипса и пещерного жемчуга, затоптанные гуры, гипсовые «цветы» (пещеры Заповедная, Киндерлинская, Шульган-Таш, пещеры урочища Кутук).

Входы и стены многих пещер «украшены» разнообразными надписями (в пещере Идрисовской, например, надписи сделаны поверх доисторических наскальных изображений).

Есть факты использования пещер как мест для свалки мусора и даже в качестве скотомогильников (пещера Малая Курманаевская).

На изменения режима пещер существенно влияет хозяйственная деятельность на поверхности (вырубка леса, распашка территории, выпас скота, откачка воды из скважин, строительство гидротехнических сооружений, разработка карьеров и др.). Поэтому территория над пещерой и область питания протекающих через нее водотоков должны входить в охранную зону пещер.

Начало движения по охране пещер в Республике Башкортостан было положено открытием в 1959 г. в пещере Шульган-Таш (Каповой) рисунков времен палеолита. Сейчас эта пещера является единственной действительно охраняемой.

Из 800 известных в Республике к началу 2001 г. пещер в охране нуждаются 115, однако взяты на учет в качестве государственных памятников природы всего 32 пещеры. Еще некоторая часть пещер находится на территориях заповедников, национальных парков и заказников.

Природоохранный статус пещер принято приравнивать к их ценности (значимости). Ценность пещер определяется научным, экологическим, рекреационным, производственным потенциалом. Для поддержания ценности пещер необходимо, кроме расчета

экономического эффекта от использования пещеры даже в качестве экскурсионных объектов, учитывать степень их уязвимости с установлением и соблюдением конкретных предельно допустимых норм.

Индивидуальность пещер, то есть специфические черты их строения, особенности процессов, происходящих в них, а также возможности необычных находок в них в будущем, требуют индивидуального подхода к охране каждой конкретной полости. Это, в свою очередь, заставляет говорить о необходимости их всестороннего изучения и сохранения уникальных и эталонных пещер в интересах нынешнего и будущих поколений.

ГЛАВА 5. КАРСТОМОНИТОРИНГ

Термином «Мониторинг» называют наблюдение (слежение) за состоянием окружающей среды (атмосферы, гидросферы, почвенно-растительного покрова, а также техногенных систем) с целью ее контроля, прогноза и охраны. Различают глобальный, региональный и локальный уровни мониторинга. В карстоведении и инженерной геологии приоритетной задачей является организация мониторинга экзогенных геологических процессов (ЭГП) и прежде всего опасных (ОГП), позволяющего прогнозировать их развитие и принимать необходимые меры по предупреждению связанных с ними нежелательных явлений, аварий и катастроф [Смирнов, 2002]. Карстовый процесс принадлежит к числу ОГП, принципы организации мониторинга которого на территории Башкортостана до недавнего времени не разрабатывались.

5.1. Принципы организации карстомониторинга

Для мониторинга карстового процесса (карстомониторинга) могут быть применены аналогичные принципы и структура слежения, что и для других ЭГП, но с учетом его специфических особенностей. Для карстомониторинга предлагается выделить следующие уровни его ведения: региональный, субрегиональный, локальный, элементарный и объектный.

Целью регионального уровня карстомониторинга является определение общей направленности развития карстового процесса в целом по карстовым странам или их частям, выявление зависимости карста от медленнотекущих факторов (климат, базисы эрозии, коррозии и др.). Региональный уровень карстомониторинга призван контролировать и прогнозировать «вековой» режим карста.

Субрегиональный уровень предполагает изучение многолетнего режима развития карста в пределах различных его литологических типов с учетом определенных сочетаний перекрытости карстующихся пород некарстующимися. Главной при этом является оценка зависимости активности развития карста от геологических особенностей строения территории с близким режимом быстросейсмических

факторов (солнечная активность, атмосферные осадки, уровень подземных вод и т.п.).

Основной задачей локального уровня карстомониторинга является изучение годового режима карста в зависимости от быстроизменяющихся факторов через определение активности карстового процесса в условиях с различной интенсивностью водообмена в карстовом массиве. Определяющими на этом уровне карстомониторинга являются гидрогеологические и геоморфологические условия.

На элементарном уровне изучается динамика развития отдельных форм или скопления проявлений карста в зависимости от комплекса природных условий и сезонных колебаний быстродействующих факторов. Элементарный уровень карстомониторинга характеризует внутригодовой режим карста.

Объектный уровень карстомониторинга, с одной стороны, предназначен для оценки изменения геолого-гидрогеологической обстановки под воздействием инженерного сооружения в течение времени его функционирования, с другой — для изучения состояния объекта.

Если первые четыре уровня карстомониторинга направлены главным образом на оценку и прогноз развития карста, то объектный мониторинг направлен на прогноз взаимодействия сооружения и геологической среды. Получаемая в результате информация позволяет разрабатывать более эффективные меры противокарстовой защиты сооружений и в дальнейшем — более рациональные схемы их размещения.

Все более усиливающееся влияние техногенного воздействия на окружающую среду, в том числе и на геологическую, неизбежно требует внимательного изучения этого фактора на всех уровнях ведения карстомониторинга.

5.2. Основные методы ведения карстомониторинга

На региональном уровне ведения карстомониторинга используется главным образом повторное (через 25–30 лет) дешифрирование аэро- и космофотоснимков с целью оценки изменения поверхностной закарстованности крупных геологических структур.

Субрегиональный карстомониторинг организуется на отдельных участках площадью около 100 км², где в сочетании с регулярным дешифрированием аэрофотоснимков используется и рекогносцировочное обследование территории с частотой 1 раз в 5–10 лет с целью фиксации вновь возникших карстовых форм и участков активизации карста или его затухания.

Локальный карстомониторинг организуется на площадях 5–10 км²; ведущим методом слежения на них служат регулярные маршрутные исследования раз в 1–3 года с целью выявления вновь образовавшихся карстовых форм и их описания, а также оценки изменения скорости развития карстового процесса по данным регулярного геохимического опробования карстовых вод.

Элементарный карстомониторинг организуется и ведется на площадях (100–1000 м²) с наибольшей закарстованностью, где помимо маршрутного обследования (два раза в год) широко используются инструментальные топогеодезические наблюдения за изменением реперных карстовых форм и режимом карстовых вод и другие методы.

Объектный карстомониторинг ведется обычно на сооружениях, связанных с деформациями конструкций, спровоцированными техногенным карстом. На этом уровне карстомониторинг обычно включает в себя сеть пунктов наблюдений за осадками оснований и фундаментов, а также за режимом карстовых вод и подземных вод в покровных некарстующихся породах. Продолжительность наблюдений — 1–2 года и более.

5.3. Современное состояние карстомониторинга

К настоящему времени на региональном уровне произведена оценка поверхностной закарстованности территории Республики Башкортостан в масштабе 1:200 000 на площади 143,6 тыс. км². Выражена она через степень пораженности территории поверхностными карстопроявлениями и представлена двумя коэффициентами — площадным и плотностным (см. выше). Первый представляет собой процентное отношение суммарной площади всех зафиксированных поверхностных карстопроявлений к площади исследуемого участка (коэффициент закарстованности), второй — их количество, приходящееся на 1 км² площади. Коэффициенты пораженности карстом подсчитаны для 3000 участков, выделенных на основе инженерно-геологического районирования [Смирнов, 1992₄].

Выполненная оценка поверхностной закарстованности территории Башкортостана показала, что Предуралье, где развит преимущественно сульфатный карст, в 2–10 раз больше поражено поверхностными карстопроявлениями, чем Южный Урал, где доминирует карбонатный карст. Максимальная пораженность карстопроявлениями наблюдается на участках выхода на поверхность массивных и толстослоистых гипсов кунгурского возраста, в пределах которых она достигает 0,57 при

плотности 400 и даже 1100 карстовых форм на 1 км². На участках развития средне- и тонкослоистых гипсов и в условиях перекрытия их мало-мощным элювиально-делювиальным чехлом пораженность обычно колеблется в пределах 0,1–0,3, а плотность воронок составляет 30–50 на 1 км². Пораженность карстом карбонатных пород на участках выхода их на поверхность минимальная и чаще всего не превышает 0,03 при плотности воронок 3–5 на 1 км². Плотность поверхностных карстопроявлений в условиях покрытого карста обратно пропорциональна мощности перекрывающих пород [Смирнов, 1998].

Для организации карстомониторинга на субрегиональном уровне был выбран 21 участок (15 — в пределах карстовой страны Восточно-Европейской равнины и 6 — в пределах Уральской карстовой страны). На некоторых из них к настоящему времени произведено повторное дешифрирование разновременных аэрофотоснимков, результаты которого свидетельствуют о большей современной активности сульфатного карста, чем карбонатного. В частности, в районах развития сульфатного карста зафиксировано увеличение размеров ранее отдешифрированных карстовых полей и прирост пораженности карстом за последние 50 лет на 0,00001–0,0001 %. При этом наибольший прирост наблюдается в пределах участков с наивысшей пораженностью поверхностными проявлениями. В районах же развития карбонатного карста увеличение степени поверхностной закарстованности за этот же период не отмечено.

На локальном уровне изучения карста в пределах территории субрегионального карстомониторинга предварительно выделено около 60 наблюдательных участков. Однако мониторинг в полном объеме организован пока только на одном — «Уфимском косогоре». Он охватывает часть правого склона долины р. Белой в г. Уфе. В его пределах на площади около 7 км² развит в основном сульфатный карст. Здесь кунгурские гипсы местами выведены на поверхность, но большей частью покрыты верхнепермскими терригенно-карбонатными отложениями мощностью от 10 до 75 м. Рельеф косогора структурно-денудационный, а гидрогеологическая обстановка характеризуется интенсивным водообменом и свободной разгрузкой трещинно-карстовых вод.

Ежегодными режимными наблюдениями за поверхностными карстопроявлениями на косогоре, ведущимися с 1943 г., установлено, что до 1960 г. ежегодно возникало в среднем 0,33 провала, а с 1976 г. — 0,51 провал на 1 км² с поперечником от 1 до 4 м при глубине от 0,5 до 3,0 м. За счет этого ежегодное увеличение степени поверхностной закарстованности косогора в последние годы составило 0,00006 %.

В динамике проявления карста на поверхности прослеживаются четко выраженные 4–6, 11 и 16-летняя цикличности. Почти в 25-летнем непрерывном ряду наблюдений (с 1976 г.) выделились два периода активного провалообразования: 1981–1985 и 1990–1995 гг. (рис. 66). При этом ярко обозначилась общая тенденция увеличения современной активности провалообразования в последние годы, превышающая среднюю более чем в три раза [Смирнов, 1997₃].

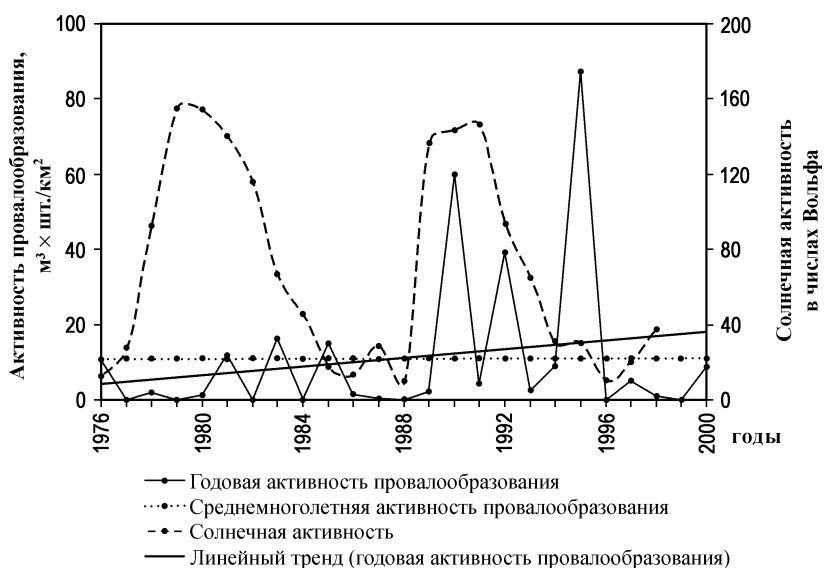


Рис. 66. Современная активность проявления карста на поверхности уфимского косогора

Полученные данные по провалообразования на косогоре показали также, что наибольшая его динамике активность наблюдается в год с повышенным количеством атмосферных осадков в сравнении со среднемноголетним значением или в следующий за ним более засушливый год.

На элементарном уровне организации и ведения карстомониторинга в пределах косогора были выделены 15 наблюдательных участков с наивысшей степенью поверхностной закарстованности средней площадью около 500 м². Два раза в год (весной и осенью) на них велась реперная полуинструментальная съемка всех поверхностных карстопроявлений, которая регулярно заменялась инструментальной съемкой и сопровождалась геохимическим опробованием карстовых родников и поглощающихся в понорах поверхностных вод. В результате

была установлена прямая корреляционная связь вновь возникающих суммарных объемов карстовых форм рельефа (за счет образования новых и увеличения размеров существующих), разделенных во внутригодовом ходе их развития по сезонам года (зима – весна и лето – осень), и слоем стока (атмосферные осадки минус испарение), формирующим соответственно весенний и осенний максимумы карстовых вод, а также с дефицитом их насыщения CaSO_4 . При этом зафиксировано, что 70 % (в отдельные годы до 100 %) прироста этих объемов происходит весной и в первой половине лета [Смирнов, 1995].

Карстомониторинг на объектном уровне широко используется на площадках жилых домов и некоторых промышленных объектов в пределах г. Уфы, где за последние 25 лет произошла резкая активизация карстово-суффозионного процесса под влиянием техногенных факторов. Это происходит главным образом вследствие утечек из водонесущих коммуникаций. Карстомониторинг на таких площадках состоит из двух этапов: первый — это слежение за изменением геолого-гидрогеологических и инженерно-геологических условий в основаниях фундаментов; второй — слежение за деформациями зданий, фундаментов и их оснований.

Оценка изменений гидрогеологических условий производится путем многолетних наблюдений за режимом уровня, температуры и химического состава подземных вод по стационарной сети скважин, а за изменением физико-механических свойств грунтов основания — путем повторного вертикального сейсмопрофилирования (1–2 раза в год) и отбора монолитов.

Оценка скорости осадков оснований и фундаментов и деформаций самих зданий производится по сети грунтовых и стенных марок, а также с помощью датчиков измерения напряженного состояния конструкций и грунтов основания.

В результате по данным карстомониторинга принимаются своевременные меры по защите зданий и сооружений от их разрушения.

В пределах г. Уфы и его окрестностей со времени образования треста «ЗапУралГИСИЗ» в 1963 г., специалистами треста зафиксированы 22 случая оседаний и провалов оснований и деформации фундаментов, связанных с карстовыми и карстово-суффозионными процессами и явлениями. Характеристика этих случаев приведена в табл. 16. В большинстве случаев оседаний оснований и фундаментов по причине проявлений карста предпринимаемые меры противокарстовой защиты позволяют продолжить эксплуатацию зданий и сооружений. Лишь в 4 случаях (18,2 %) здания были снесены, в том числе и после выполнения мер противокарстовой защиты: спортзал и мастерские

ПТУ по ул. Нежинской). В одном случае было перенесено место строительства (трамплин на ул. Менделеева, где после подрезки склона в котловане образовался провал-оползень). Однако постоянных наблюдений (мониторинг) за деформациями пород основания, режимом подземных вод и деформациями фундаментов и конструкций зданий и сооружений не ведется ни по одному из аварийных зданий и сооружений (наблюдения, в том числе и многолетние, были выполнены только в 6 случаях — 27,3%).

Типичные примеры отказа оснований фундаментов из-за недостаточной инженерно-геологической изученности приведены ранее в разделе 4.2.3.

На основе изложенного материала можно сделать общий вывод о том, что карстомониторинг на территории Башкортостана находится пока еще на стадии становления, но уже сегодня накопленная информация позволяет объективно оценивать закономерности развития карста, выявлять основные факторы его активизации, прогнозировать скорость развития и своевременно принимать меры противокарстовой защиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В понимании и определении авторов настоящей работы карст — это совокупность взаимосвязанных и взаимообусловленных геологических процессов и явлений, протекающих в растворимых горных породах и перекрывающих их толщах, вызванных химической и отчасти механической деятельностью подземных и поверхностных вод. С позиции классической (линейной) гидрогеодинамики, описывающей законы движения подземных вод в зоне гипергенеза, карст является следствием вынужденной конвекции в фильтрационно-анизотропной трещинно-каверновой среде при наличии химического потенциала на границе твердой и жидкой фаз. Результатом карстовых процессов являются:

- образование в массивах растворимых пород разного рода пустот, деструктивная трансформация пород, вплоть до их разрушения, а на поверхности — формирование пространственно и генетически связанных с подземными карстовыми формами характерных отрицательных элементов рельефа;
- нарушение условий залегания перекрывающих некарстующихся (как правило, терригенных) толщ при их мощности до 60–80 м;
- формирование особого типа скоплений трещинно-карстовых и карстово-жильных вод, обладающих специфическими особенностями питания, движения и разгрузки, взаимосвязи с поверхностными водами.

Современные карстовые процессы являются результатом геологически длительного естественно-исторического процесса зарождения и литолого-гидрогеохимической эволюции эвапоритовых талассогенных седиментационных бассейнов. Начиная с архейской эры, то есть на протяжении свыше 4 млрд. лет Земля всегда была голубой планетой. Соленость воды Мирового океана во времени постоянно испытывала значительные колебания. Ее регулятором служили процессы галогенеза, протекавшие в эвапоритовых водоемах, вызвавшие образование двух фаз — жидкой (собственно солеродные рассолы) и твердой (соли различного состава). Генетический ряд эвапоритовых (карстогенных) формаций, отражающий степень испарительного концентрирования (сгущения) морской воды, в общем виде выражен следующим образом:

известняк CaCO_3 (М 15–36 г/л), доломит $\text{CaCO}_3 \times \text{MgCO}_3$ (М 72–85 г/л), гипс CaSO_4 (М 135–150 г/л), галит NaCl (М 320 г/л), сильвин, карналлит и бишофит (М > 430 г/л)¹. В соответствии с этой последовательностью морского галогенеза, по связи с определенными типами эвапоритов и выделяются три основных класса карста — карбонатный, сульфатный и соляной, которым отвечают геохимические классы инфильтрогенных карстовых вод — соответственно гидрокарбонатный, сульфатный и хлоридный.

Башкортостан — классический регион развития карста, который распространен почти на 50 % его площади. В пределах исследуемой территории выделяются Волго-Уральская, Предуральская, Западно-Уральская, Центрально-Уральская и Магнитогорская карстовые провинции, имеющие различные ландшафтно-климатические, геолого-тектонические и гидрогеологические условия, определяющие характер и масштабы протекания карстовых и суффозионно-карстовых процессов.

Две первые из них (Предуралье) принадлежат карстовой стране Русской равнины и занимают почти 2/3 исследуемого региона. Это экономически наиболее развитая часть Республики, где проживает большинство ее населения. Поэтому именно к ней и относится большинство проблем гидрогеологии и инженерной геологии карста. Начало развития карстовых процессов здесь, судя по всему, относится к позднему протерозою — раннему палеозою, когда седиментационные этапы накопления древнейших карбонатных толщ, чередовалось с длительными континентальными перерывами, вызвавшими внедрение в верхнюю их часть инфильтрогенных вод.

Однако наиболее интенсивно карст (как палеопроцесс) проявился в карбонатных породах среднего и верхнего палеозоя (девон, карбон, пермь), слагающих большую часть (до 80–90 %) палеозойского разреза. Палеокарстовые формы являются коллекторами жидких, газообразных и твердых углеводородов, минеральных бальнеологических (сероводородных, бромистых и иодистых) и промышленных (иодобромных и др.) вод, а также резервуарами для утилизации главным образом нефтепромысловых сточных вод. Лечебные сульфидные и бромистые воды в Предуралье имеют очень большие запасы и региональное распространение. К сожалению, используются они пока еще довольно ограниченно (бальнеолечебницы «Арланнефть», «Южарланнефть», «Октябрьскнефть», «Зеленая Роща», Красноустьинский курорт и др.).

¹ В скобках указана минерализация морской воды в начале садки соответствующей соли.

Современные и молодые кайнозойские карстовые процессы связаны с отложениями пермского возраста платформенной части региона, породами каменноугольного, девонского, силурийского и позднепротерозойского возраста горно-складчатого Урала.

В Волго-Уральской карстовой провинции особый интерес представляет карстовый бассейн Уфимского плато, обладающий огромными ресурсами пресных подземных вод преимущественно в артинских и сакмарских карбонатных осадках. На площади около 12 тыс. км² среднегодовые модули подземного стока составляют 15 л/сгкм², минимальные (95 % обеспеченности) — 7 л/сгкм². Использование водных ресурсов этого бассейна, находящегося в благоприятных в геоэкологическом отношении условиях, позволит раз и навсегда решить проблему обеспечения качественной питьевой водой населения Уфимско-Благовещенской агломерации. Республике Башкортостан, обладающей значительным технико-экономическим потенциалом, вполне под силу решение этой актуальной жизненно важной задачи.

Существенно меньшими ресурсами питьевых вод, приуроченными к верхнеказанским карбонатным толщам, обладает Бугульминско-Белебеевский карстовый бассейн. Воды широко используются в основном для водоснабжения сельского населения. Однако проблема усугубляется тем, что в пределах бассейна расположен ряд крупных нефтяных месторождений (Шкаповское, Туймазинское и др.), длительная разработка которых привела к резкому обострению экологической ситуации, в частности, к широкомасштабному загрязнению карстовых вод.

В бассейнах Камско-Бельского понижения и Предуральского прогиба развит сульфатный класс карста, связанный с кунгурскими гипсами, в меньшей степени с загипсованными уфимскими карбонатами. В результате процессов конгруэнтного растворения, обменной адсорбции, смешения формируется широкая гамма минеральных питьевых вод: сульфатных кальциевых Краинского типа (Уфимская минеральная, Нурлы, Горький Ключ, Серебряный Ключ и др.), кальциево-магниевых Казанского типа (Юматовская, Белебеевская—2 и др.), кальциево-натриевых Иаскараенского типа (Будзякская, Чупаевская и др.), сульфатно-хлоридных кальциево-натриевых Ижевского типа (Соленый Ключ, Уржумовская и др.), хлоридных натриевых Старо-Русского типа (Уржумовская и др.). Особенно значительны ресурсы сульфатных кальциевых вод (Уршак-Демское междуречье и др.), которые в известных случаях можно использовать и для целей орошения. В Бельской депрессии интерес представляют гидрокарбонатно-хлоридные натриевые Тереклинские, Ташагинские, Аскынские

источники, а также Красноусольский радоновый источник, приуроченные к каменноугольным известнякам.

Весьма благоприятные условия формирования подземного стока создались в закарстованных карбонатных толщах девона и карбона Западно-Уральской внешней зоны складчатости, к которым приурочен ряд крупных сосредоточенных выходов пресных подземных вод (Берхомут, Аскенкуль, Шумиха, Атыш, Юрмаш и др.), часть из которых используется для крупного водоснабжения. С каменноугольными породами Каратауского структурного комплекса связаны минеральные субтермальные Куселяровские источники и радоновый источник Кургазак, который вместе с термальными газами горы Янган-Тау обеспечивает функционирование уникальной по лечебным факторам здравницы на р. Юрюзань.

Карстовые бассейны Центрально-Уральского поднятия и Магнитогорского мегасинклинория, несмотря на ряд существенных различий, имеют и целый ряд общих черт, обусловленных геолого-тектоническими особенностями этих структур. В пределах Зилаирского мегасинклинория и Башкирского мегантиклинория трещинно-карстовые воды приурочены к метаморфизованным известнякам и доломитам верхнего протерозоя, залегающим среди некарстующихся осадочных и метаморфических пород, и локализованы в межгорных понижениях. Это типичные внутрискрутурные карстовые бассейны, значительную роль в питании которых играют перетоки вод из окружающих гидрогеологических массивов. Обычно они имеют линейный характер и вытянуты в субмеридиональном (уральском) направлении. Концентрация подземного стока связана с зонами тектонических нарушений. Имеющиеся, нередко значительные ресурсы карстовых вод в основном не используются. В Инзерском синклинории находится Ассинское месторождение минеральных вод — одно из немногих в горной части Республики. Термогеохимическими методами доказано его глубинное происхождение, участие в формировании древних талассогенных (морских) вод.

В Магнитогорском мегасинклинории сохраняется внутрискрутурный характер размещения карстовых бассейнов, их разобшенность, меридиональная вытянутость, тектоническая дислоцированность пород в приразломных зонах. Трещинно-карстовые воды приурочены к метаморфизованным известнякам карбона, окруженным вулканогенно-осадочными образованиями. Они являются основным источником водоснабжения всех крупных населенных пунктов и рудников Зауралья. Проблема хозяйственно-питьевого водоснабжения осложняется повышенной минерализацией (до 5 г/л) карстовых вод в Южном

Зауралье. Вместе с тем, важно обратить внимание на довольно широкое распространение в кизильской свите визе-намюрского комплекса лечебно-питьевых минеральных вод, относящихся к Луганскому, Алма-Атинскому и другим типам.

Нефть, газ, уголь, хозяйственно-питьевые, минеральные лечебные и промышленные воды — главные полезные ископаемые карстогенных коллекторов Башкортостана. Некоторые другие полезные ископаемые карста, имеющие важное промышленно-экономическое значение — бокситы, фосфориты, железные и марганцевые руды, огнеупорные глины, маршаллит, кварцевые пески.

Одним из удивительных проявлений карста являются пещеры, которые представляют собой большую научную и практическую ценность как природные лаборатории по изучению гидрогеодинамических, гидрогеохимических и геотектонических процессов в карстовых массивах, как неповторимые памятники природы и уникальные археологические памятники, как объекты спелеотуризма и экскурсий.

Отрицательные стороны карста, которые должны учитываться в народнохозяйственной деятельности, связаны с осложнениями при любых видах строительства на закарстованных территориях, в том числе промышленного, гражданского и гидротехнического, при сельскохозяйственном освоении закарстованных земель. Особую опасность представляют карстовые и суффозионно-карстовые процессы в гипсах, ведущие к образованию карстовых провалов и, как следствие — к деформации жилых и промышленных объектов. Существенно интенсифицирует карст и сопутствующие ему негативные явления (суффозию, просадки, обвалы и др.) хозяйственная деятельность человека, коренным образом изменяющая гидрогеодинамическую и гидрогеохимическую ситуацию как в самих закарстованных породах, так и в выше- и ниже-залегающих толщах.

В последние годы, благодаря совершенствованию методов инженерно-геологических изысканий, широкому привлечению различных видов исследований (геофизических, моделирования и др.), разработке строительных норм и критериев оценки степени опасности закарстованных территорий, появилась возможность более объективной оценки степени их устойчивости, обоснованного прогноза местоположения, частоты и размеров провалов. Это позволяет вести строительство даже на территориях недостаточно устойчивых с применением конструктивных мер противокарстовой защиты, а в отдельных случаях осваивать и неустойчивые территории после ликвидации обнаруженных карстовых полостей.

В связи со всем вышеизложенным на современном этапе изучения карста весьма актуальным является организация карстового мониторинга различного уровня и целевого назначения, который позволит дать научно-обоснованный анализ закономерностей формирования и размещения карста, прогнозировать динамику его развития во времени и в пространстве, использовать эту информацию для решения практических задач в области инженерной геологии и гидрогеологии на закарстованных территориях.

Литература

Абдрахманов Р. Ф. Морфологические особенности и гидрогеологические условия речных долин Западной Башкирии // Проблемы гидрогеологии и охраны водных ресурсов Башкирского Предуралья. Уфа: БФАН СССР, 1980. С. 47–54.

Абдрахманов Р. Ф. Карст Бугульмино–Белебеевской возвышенности и условия гидротехнического строительства // Вопросы геологии и геоморфологии Южного Урала и Предуралья. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1988₁. С. 81–85.

Абдрахманов Р. Ф. Техногенный карст Южного Приуралья // Проблемы изучения техногенного карста: Матер. / Регион. совещ. Кунгур, 1988₂. С. 106–107.

Абдрахманов Р. Ф. Техногенез в подземной гидросфере Предуралья / УНЦ РАН. Уфа, 1993. 208 с.

Абдрахманов Р. Ф. Особенности формирования химического состава воды Павловского водохранилища // Гидрохимические материалы. 1994. Т. 111. С. 139–150.

Абдрахманов Р. Ф., Мартин В. И. Гидрогеоэкология г. Уфы / УНЦ РАН. Уфа, 1993. 44 с.

Абдрахманов Р. Ф., Попов В. Г. Гидрогеология Южного Предуралья / БФАН СССР. Уфа, 1985. 124 с.

Абдрахманов Р. Ф., Попов В. Г. Формирование подземных вод Башкирского Предуралья в условиях техногенного влияния / БНЦ УрО АН СССР. Уфа, 1990. 120 с.

Абдрахманов Р. Ф., Попов В. Г. О кластокарсте Башкирского Предуралья // Проблема псевдокарста: Тез. докл. совещ. Пермь, 1992. С. 18–19.

Абдрахманов Р. Ф., Попов В. Г. Минеральные лечебные воды Башкортостана. Уфа: Гилем, 1999. 298 с.

Абдрахманов Р. Ф., Попов В. Г., Иванова Н. К. Мониторинг геологической среды в нефтедобывающих районах // Геологический сборник. / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2000. № 1. С. 48–49.

Алекин О. А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 442 с.

Альбов С. В. Гидрогеологические исследования в районе г. Магнитогорска. М.: ОНТИ, 1933.

Архидьяконских Ю. В., Мартин В. И., Толмачев В. В., Закоптелов В. Е. Вопросы моделирования формирования суффозионных и карстовых полостей // Карстовый процесс и его прогноз: Тез. докл. Уфа: БФГО СССР, 1980. С. 30–31.

Арцев А. И. Инженерно-геологические и гидрогеологические исследования для водоснабжения и водоотведения. М.: Недра, 1979. 285 с.

Ахмадеев Р. Б. Слово о реках, озерах и травах. Уфа: Башкнигоиздат, 1988. 336 с.

Багаева Р. П. Пещера двадцати двух // Пещеры. Пермь, 1972. Вып. 12–13. С. 213–214.

Бадер О. Н. Капова пещера. М.: Наука, 1965₁. 34 с.

Бадер О. Н. Изучение остатков палеолита в Уральских пещерах // Пещеры. Пермь, 1965₂. Вып. 5–6. С. 183–188.

Балков В. А. Влияние карста на сток рек Европейской территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 216 с.

Балков В. А. Водные ресурсы Башкирии (условия формирования и хозяйственная оценка). Уфа: Башкнигоиздат, 1978. 174 с.

Балков В. А., Мартин В. И., Епифанов А. И. Гидрогеология и гидрология карстовых районов Башкирии // Карст Южного Урала и Предуралья. Уфа, 1978. С. 68–74.

Баранов В. С., Холкин А. А. Пещера «Кызыл Яр» // Докл. / V Всеурал. совещ. по географии и охране природы. Пермь, 1960. С. 1–4.

Башенина Н. В. Происхождение рельефа Южного Урала. М.: Географгиз, 1948. 232 с.

Безбородов Р. С., Камалов В. Г., Мартин В. И., Миронов Н. А., Тихомиров Н. А., Травкин А. И. Некоторые результаты изучения литологических особенностей пород в связи с карстообразованием на территории Башкирии // Противокарстовая защита объектов строительства: Матер. / Всесоюз. совещ. Куйбышев, 1990. С. 98–100.

Бельтюков Г. В. Соляной карст Башкирского Предуралья и его практическое значение // Карст Башкирии: Матер. / Респуб. совещ. Уфа, 1971. С. 26–27.

Бибииков С. Н. Пещерные палеолитические стоянки бассейна р. Юрюзани (Ю. Урал) // КСИИМК. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1940. Вып. 3. С. 35–39.

Бибииков С. Н. Неолитические и энеолитические остатки культуры в пещерах Южного Урала // Сов. археология. 1950. Т. XIII. С. 95–138.

Богданович Е. Д. Пещеры Кутукского урочища // Вопросы карстования. Пермь, 1959. Вып. 1. С. 159–162.

Богданович Е. Д. Пещера Кара-Абыз // Вопросы физгеографии и геоморфологии Урала и сопредельных территорий. Уфа, 1974. С. 135–139.

Бондаренко С. С., Куликов Г. В. Подземные промышленные воды. М.: Недра, 1984. 385 с.

Борзов А. А. Географические работы. М.: Географгиз, 1954. 525 с.

Брагинцев В. Ф., Илюхин В. В., Педанов И. К. К изучению Каповой пещеры // Карстование и спелеология. М., 1983. № 3.

Буданов Н. Д. Гидрогеология Урала. М.: Наука, 1964. 304 с.

Буракаев Д. Н. Палеокарст и формирование локальных углублений в нижне-каменноугольных отложениях северо-западной Башкирии // Карст Башкирии: Матер. / Респуб. совещ. Уфа, 1971₁. С. 81–83.

Буракаев Д. Н. Размеры предобриковских карстовых впадин северо-западной Башкирии в связи с прогнозом в них запасов мощных залежей угля // Карст Башкирии: Матер. / Респуб. совещ. Уфа, 1971₂. С. 84–85.

Бызов В. Г., Козлов А. С., Миронов В. А., Потапов В. Н. Шахта Кургазак // Пещеры. Пермь, 1965. Вып. 5 (6). С. 154–155.

Быков Н. И. и др. Лаклинская пещера Таш-Куаши (Камень-Дыра) // Изв. Оренб. Импер. Рус. Геогр. Общества. 1900. Вып. 14–15.

Варсановьева В. А. В южной части Уфимского плоскогорья // Землеведение. 1916. Кн. III–IV. С. 151–180.

Васильев Б. В. О некоторых закономерностях карстопроявления в бассейне р. Ик на юго-востоке Татарской АССР // Докл. АН СССР, 1949. Т. 65. № 4. С. 531–534.

Васильев Б. В. Карстовые пещеры в Октябрьском районе Башкирской АССР // Пещеры. Пермь. 1962. Вып. 2. С. 47–48.

Васильев Б. В. Карст на территории Татарской республики и его значение в сельском хозяйстве и промышленности // Гидрогеология и карстование. Пермь, 1966. Вып. 3. С. 97–102.

Вахрушев Г. В. Большая Каповая пещера (Шульган) и ее подземные водоемы в Южном Урале // Труды / Первый Всероссийский гидрогеологический съезда в Ленинграде 7–12 мая 1924 года. 1924. 1. С. 250–251.

Вахрушев Г. В. Ледяная сталактитовая пещера на Южном Урале // Башк. краевед. Уфа. № 1. 1926.

Вахрушев Г. В. Пещера Шульган-Таш // Советское краеведение. 1936. № 12.

Вахрушев Г. В. Распространение и условия образования карстовых пещер в Башкирии // Состояние и задачи охраны природы в Башкирии: Матер. / I науч. конф. по охране природы в Башкирии. Уфа: БФАН СССР, 1960₁. С. 147–159.

Вахрушев Г. В. Загадки Каповой пещеры (Шульган-Таш) / БФАН СССР. Уфа. 1960₂. 29 с.

Вахрушев Г. В. Проблемы неотектоники Южного Урала и Приуралья // Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1960₃. С. 9–22.

Вахрушев Г. В. Распространение и условия образования карста в Башкирии // Новости карстования и спелеологии. М., 1961₁. № 2. С. 12–24.

Вахрушев Г. В. Минеральные воды и грязи Башкирии. Уфа: Башкнигоиздат., 1961₂. 156 с.

Вахрушев Г. В. Пещера Салавата // Уральский следопыт. 1963. № 2. С. 48.

Вахрушев Г. В. Роль карста в формировании месторождений полезных ископаемых западного склона Южного Урала и Приуралья // Карст и его народнохозяйственное значение М.: Наука, 1964. С. 33–38 (Труды / МОИП; Т. XII).

Вахрушев Г. В. Ледяные пещеры Башкирии в гипсах и ангидритах // Пещеры. Пермь, 1965. Вып. 5 (6). С. 23–26.

Вахрушев Г. В. Неотектоника и современные карстовые провалы в Западной Башкирии // Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Уфа: БФАН СССР, 1969. № 2. С. 128–137.

Вахрушев Г. В. Ледяные пещеры в карбонатных породах Башкирии // Пещеры. Пермь, 1972. Вып. 12–13. С. 108–117.

Вейс-Ксенофонтова В. Г., Попов Б. В. К вопросу о сейсмической характеристике Урала. М.–Л., 1940. 12 с. (Труды / Сейсмологич. Ин-т АН СССР).

Веззаков М. С. Опыт использования методов математической статистики для оценки вероятных размеров карстовых провалов СБ // Вопросы карстования: Матер. / Совещ. по полезн. ископ. карст. полостей и впадин и др. вопр. карстовед. Пермь, 1969. С. 128–132.

Верзаков М. С. Об оценке частоты карстовых провалов // Карст Башкирии: Матер. / Респуб. совещ. Уфа, 1971. С. 59–60.

Верзаков М. С., Костарев В. П. Карст сульфатных отложений Рязано-Охлебининского вала // Карст Урала и Приуралья: Матер. / Всеурал. совещ. Пермь, 1968. С. 17–21.

Виницкий Ю. С., Зубик И. Л. О связи карста и разрывных нарушений // Карст Башкирии: Матер. / Респуб. совещ. Уфа, 1971. С. 80–91.

Волков С. Н. Гидрогеохимическая классификация атмотехногенного воздействия по редокс/рН-состоянию атмосферных осадков // Геохимия. 1995. № 5. С. 621–628.

Габдрахманов Р. М. О роли визейского перерыва в формировании палеокарстовых коллекторов нефти в средне- и верхневизейских отложениях Башкирского Приуралья // Карст Башкирии: Матер. / Респуб. совещ. Уфа, 1971. С. 75–76.

Гаев А. Я., Щугорев В. Д., Бутолин А. П. Подземные резервуары. Л.: Недра. 1986. 223 с.

Гарещкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М.: Наука, 1972. 297 с.

Гаряинов В. А. Экзогенные структуры и их поисковое значение. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1980. 208 с.

Гвоздецкий Н. А. Проблемы изучения карста и практика. М.: Мысль, 1972. 392 с.

Геология СССР. Т. XIII. М.: Недра, 1964. 653 с.

Гидрогеологические и гидрогеохимические исследования при решении проблемы сброса промстоков в глубокозалегающие породы (на примере Куйбышевского Поволжья и Башкирии) / *Науч. ред. К. Е. Путьева*. М.: Изд-во МГУ, 1972. 350 с.

Гидрогеологические исследования для обоснования подземного захоронения промышленных стоков. М.: Недра, 1993. 335 с.

Гинзбург М. И. Мезозойские карсты и связанные с ними полезные ископаемые Урала // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1952. Вып. 1. С. 89–99.

Горбунова К. А. Подземная химическая денудация и активность карста восточной части Уфимского вала // Уч. зап. Пермского ун-та. Докл. геологич. факультета. 1960. Т. 20. Вып. 1. С. 15–20.

Горбунова К. А., Максимович Н. Г. В мире карста и пещер. Пермь, 1991. 120 с.

Дорофеев Е. П. Табынская пещера // Пещеры. Пермь, 1970. Вып. 8–9. С. 63–65.

Дорофеев Е. П., Лукин А. В. Курманаевские пещеры // Пещеры. Пермь, 1970₁. Вып. 8–9. С. 52–55.

Дорофеев Е. П., Лукин В. С. Природный карстово-спелеологический музей в степной Башкирии // Пещеры. Пермь. 1970₂. Вып. 8–9. С. 66–71.

Дружинин М. И. Карст на Южном Урале // Тез. докл. совещ. по изуч. карста. М.: Изд-во АН СССР, 1956. Вып. 16. С. 26–29.

Дублянский В. Н., Андрейчук В. Н. Терминология спелеологии (информационные материалы) / ГИ УО АН СССР. Кунгур, 1991. 202 с.

Журенко Ю. Е. Некоторые данные о поверхностном карсте Южного Предуралья в пределах Общего Сырта // Геоморфология и геология Башкирии. Уфа: БФАН СССР, 1957. Сб. 1. С. 32–37.

Журенко Ю. Е., Рождественский А. П., Романов В. А., Сенченко Г. С., Фаткуллин Р. А. Системы разрывных нарушений и тектоническая трещиноватость на Южном Урале и их соотношение с планетарной трещиноватостью // Матер. по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья / ИГ БФАН СССР. Уфа. 1976. С. 39–45.

Зайнуллин Х. Н., Абдрахманов Р. Ф., Савичев Н. А. Утилизация промышленных и бытовых отходов (на примере Уфимской городской свалки) / УНЦ РАН. Уфа. 1997. 235 с.

Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа Волго-Уральской области (Башкирская АССР) / *Н. П. Егорова, Б. В. Халимов, Б. В. Озолин и др.* М.: Недра, 1975. Т. 4. 237 с.

Захаров О. А., Пучков В. Н. О тектонической природе максютовского метаморфического комплекса на Южном Урале (Доклад Президиуму УНЦ РАН). Уфа, 1994. 30 с.

Зверев В. П. Гидрогеохимические исследования системы гипсы – подземные воды. М.: Наука, 1967. 99 с.

Зверева В. А. Карст и пещеры Южного Урала (аннотированный библиографический указатель Отечественной литературы за 1918–1960 гг.) // Новости карстоведения и спелеологии. М., 1963. № 3. С. 87–94.

Зиняхина И. К. Простираания линеаментов Южного Урала // Ежегодник–1996 / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1998. С. 105–108.

Зубик И. Л., Усольцев Л. Н. О карстопоявлениях на Хомутовской площади (Башкирия) // Карст Урала и Предуралья: Матер. / Всеурал. совещ. Пермь, 1968. С. 27–29.

Иванов В. В., Невраев Г. А. Классификация подземных минеральных вод. М.: Наука, 1964. 167 с.

Иванов Д. Л. Воронки на Уфимском участке Самаро-Златоустовской железной дороги // Изв. Об-ва горных инженеров. СПб., 1897. Т. VI. № 1.

Иванов Д. Л. Уфимские воронки. Провалы на Самаро-Златоустовской железной дороге (геолого-технические исследования 1894 и 1896 гг.) // Изв. Собрания инженеров путей сообщения. СПб., 1898. № 7, 8, 12. С. 2–39.

Ильин А. Н., Мартин В. И., Ступишин А. В., Хейнсалу Ю. И. Опыт инженерных изысканий и оценки закарстованных территорий // Изменение свойств грунтов под влиянием природных и антропогенных воздействий. М.: Стройиздат, 1981. С. 117–126.

Инженерные изыскания для строительства. Нормы производства инженерных изысканий на закарстованных территориях. РСН 1–91. Уфа: Госстрой БАССР, 1991. 38 с.

Инструкция по изысканиям, проектированию, строительству сооружений на закарстованных территориях Башкирской АССР. ВСН 2–86. Уфа: Госстрой БАССР, 1986. 48 с.

Инструкция по изысканиям, проектированию, строительству и эксплуатации зданий и сооружений на закарстованных территориях. ТСН 302–50–95. РБ. Уфа: Госстрой Респуб. Башкортостан, 1996. 40 с.

Кадыльников И. П. Карст окрестностей с. Кебячево (Аургазинский район Башкирской АССР) // Зап. БФ ГО СССР. Уфа, 1957. Вып. 1. С. 171–174.

Кадылнкова Е. И. Пещера в долине реки Зиган // Зап. БФ ГО СССР. Вып. VI. Материалы по геологии и геоморфологии. Уфа, 1970. С. 69–71.

Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.

Камалетдинов М. А., Кавеев И. Х., Исхаков И. А., Булгаков В. Ю. Надвиги и землетрясения на Татарском своде Восточно-Европейской платформы // Геология. Изв. Отд. наук о Земле и экологии АН РБ. Уфа, 1997. № 1. С. 22–26.

Камалов В. Г. Причины деформации библиотечного техникума в г. Уфе // Геоэкологические проблемы в условиях развития опасных геологических процессов в Башкирии: Тез. докл. / Науч.-практ. конф. Уфа, 1992. С. 18–19.

Капустян Н. К. Вибрационная эрозия Земли – плата за прогресс // Наука в России. 2000. № 2. С. 16–23.

Кирюхин В. А., Толстихин Н. И. Региональная гидрогеология. М.: Недра, 1987. 383 с.

Кирюхин В. А., Швец В. М. Процессы формирования подземных вод. М.: Недра, 1980. 95 с.

Киселев В. Спелеоподводные новости // Свет. Вестник киевского карст. спелеолог. центра. Киев, 1991. № 2. С. 9–10.

Киселев В., Комаров В. Исследование сифонов пещеры Капова (Ю. Урал) // Изучение уральских пещер: Докл. 2-й и 3-й конф. Спелеол. Урала. Пермь, 1992. С. 41–42.

Киссин И. Г. Землетрясения и подземные воды. М.: Наука, 1982. 176 с.

Коноплева Р. Ф. Материалы к изучению карста Белорецкого района Башкирской АССР // Региональное карстование М.: Изд. АН СССР, 1952. С. 78–80.

Костарев В. П., Усольцев Л. Н. О роли провалов в гидрогеологии карстовых районов Урала и Приуралья // Карст Урала и Приуралья: Матер. / Всеур. совещ. Пермь, 1968. С. 57–60.

Костарев В. П., Усольцев Л. Н. Карстовые землетрясения Урала и Приуралья // Вопросы карстования: Матер. / Совещ. по полезн. ископ. карстовых полостей и впадин и др. вопр. карстования. Пермь, 1969. С. 91–93.

Костарев В. П., Павловский А. М., Сергеев Р. И. К характеристике пещер Рязано-Охлебининского карстового района // Пещеры. Пермь, 1972. Вып. 12–13. С. 202.

Котов В. Г. Следы культа пещерного медведя на Южном Урале по данным пещеры Заповедная // Пещерный палеолит Урала: Матер. / Межд. конф. Уфа, 1997. С. 42–45.

Котов В. Г. Мифология Южного Урала. Уфа: ИИЯЛ УНЦ РАН, 1997. 66 с.

Кротова Е. А. Количественная оценка активности карста Пермской области // Вопросы карстования. 1970. Вып. 2. С. 31–37.

Круглов Д. А., Лобанов Ю. Е., Рыжков А. Ф., Щелетова С. С., Щелетов В. О. Темировская пещера // Пещеры. Пермь, 1970. Вып. 8–9. С. 55–63.

Крутов В. М. Модуль подземного стока в Кизильско-Суундукском районе Магнитогорской карстовой области // Ученые зап. Перм. ун-та. Т. XXIV. Вып. 3. Гидрогеология и карстование. Пермь, 1962.

Крутов В. М. Опыт оценки эксплуатационных запасов подземных вод в карстовых районах // Гидрогеология и карстование. Пермь, 1964. Вып. 2. С. 169–181.

Кудряшов А. И. Карстовые провалы Юрюзано-Айской депрессии // Катастрофы и аварии на закарстованных территориях: Тез. докл. совещ. Пермь, 1990. С. 38–39.

Кудряшов И. К. Изучение карста Башкирии со школьниками: (Методическое руководство). Уфа, 1959. 74 с.

Кудряшов И. К. Гипсовая пещера Куэшта // Зап. БФ ГО СССР. Вып. III, Уфа, 1960₁. С. 47–60.

Кудряшов И. К. История изучения карста Башкирии // Зап. БФ ГО СССР. Уфа, 1960₂. Вып. II. С. 72–95.

Кудряшов И. К. Карстовые пещеры Башкирии — ценные памятники неживой природы // Состояние и задачи охраны природы Башкирии: Матер. / I науч. конф. по охране природы Башкирии. Уфа: Изд-во БФАН СССР и Баш. Респ. отд. Общества охраны природы, 1960₃. С. 159–165.

Кудряшов И. К. Гипсовый карст западной Башкирии // Новости карстования и спелеологии. М., 1961₁. № 2. С. 25–29.

Кудряшов И. К. Районирование карста Башкирии // Матер. / VI Всеур. совещ. по вопр. геогр. и охр. природы. Уфа, 1961₂. С. 145–160.

Кудряшов И. К. Главнейшие пещеры (аннотированный список) // Туристские маршруты по Башкирии (по рекам и пещерам) Уфа: Изд. Баш. ФГО СССР, 1962. С. 190–191.

Кудряшов И. К. Влияние карста на сельскохозяйственное использование территории на примере Башкирии // Карст и его народнохозяйственное значение. М.: Наука, 1964. С. 178–182 (Труды / МОИП; Т. XII).

Кудряшов И. К. Пещера Куэшта. Капова пещера. Аскинская ледяная пещера. Карламанская пещера // Путеводитель по Башкирии. Уфа: Башкиргиздат, 1965.

Кудряшов И. К. Формы древнего карста в современном рельефе Башкирии // Вопросы региональной палеогеоморфологии. Уфа, 1966. С. 111–112.

Кудряшов И. К. Путеводитель по Каповой пещере. Уфа: Башкиргиздат, 1969. 116 с.

Кудряшов И. К. К проблеме рационального использования закарстованных площадей в сельском хозяйстве Башкирии // Карст Башкирии: Матер. / Респуб. совещ. Уфа, 1971. С. 20–22.

Кудряшов И. К., Богданович Е. Д., Усольцев Л. К. Кальцитовые плотины, карманы и камеры четвертой Кутукской пещеры // Пещеры. Пермь, 1969₁. Вып. 7 (8). С. 39–44.

Кудряшов И. К., Богданович Е. Д., Усольцев Л. К. В пещерах Башкирии // Пещеры. Пермь, 1969₂. Вып. 7 (8). С. 56–59.

Кудряшов И. К., Кудряшов А. И. Пещеры гипсового карста Башкирии // Пещеры (Пещеры в гипсах и ангидритах). Пермь, 1988. Вып. 21. С. 41–45.

Кудряшов И. К., Мартин В. И. Карст и подземные воды // Очерки по физической географии г. Уфы и его окрестностей: Уч. Зап. / Баш. ун-т. Вып. 37. Серия геогр. Уфа, 1970. № 3. С. 38–71.

Кудряшов И. К., Мартин В. И. Состояние и перспективы использования и охраны карстовых пещер Башкирии // Проблемы изучения, охраны и рационального использования природных ресурсов Башкирии: Тез. докл. / Респ. совещ. Уфа, 1984. С. 123–125.

Кузеев Р. Г., Пшеничнюк А. Х. Новое открытие пещерной живописи на Южном Урале (Предварительное сообщение) // Исследования по исторической этнографии Башкирии. Уфа: Изд-во БФАН СССР, 1984. С. 144–147.

Лазер Л. Ф. Инженерно-геологическое изучение карста при гидроэнергетическом строительстве (на примере Каховской и Павловской ГЭС). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1955.

Латышев П. П. Некоторые особенности гидрогеологических условий Пристанского карстового района // Гидрогеология и карстоведение. Пермь, 1964. Вып. 2. С. 182–187.

Левицкая А. Я. Землетрясения Урала // Землетрясения в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961.

Лежнев В. С. Некоторые критерии оценки устойчивости территории в карстовых районах при инженерно-геологических изысканиях // Вопросы инженерного карстоведения: Тез. докл. / Инженер.-геол. совещ. Кунгур, 1972.

Лепехин И. И. Дневные записки путешествия доктора и Академии наук адъюнкта Ивана Лепехина по разным провинциям Российского государства в 1770 г. СПб., 1772. Ч. I.

Лепехин И. И. Дневные записки путешествия доктора и Академии наук адъюнкта Ивана Лепехина по разным провинциям Российского государства. СПб., 1802. Ч. II.

Лерман Б. И. Палеокарст в разрезе палеозоя Арланской площади // Тр. / УфНИИ. Вып. XX. 1967. С. 69–70.

Лерман Б. И. Гидрогеология, закономерности распространения и практическое значение палеокарстовых коллекторов (на примере каменноугольных отложений Западной Башкирии): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / ВНИГНИ. Л., 1972. 22 с.

Лерман Б. И., Муртазин Т. Т. Закарстованность карбонатных отложений юго-восточного склона Русской платформы // Карст Башкирии: Матер. / Респуб. совещ. Уфа, 1971. С. 73–74.

Лерман Б. И., Усольцев Л. Н. Поглощающие палеокарстовые коллекторы Западной Башкирии как объект захоронения сточных вод // Вопросы карстоведения: Матер. / Совещ. по полезн. ископ., карстовых полостей и впадин и др. вопр. карстоведения, Пермь, 1969. С. 69–70.

Линд А. Ю. Пещеры в долине реки Юрюзани // Природа. 1930. № 2. С. 223–224.

Лиханов Н. С., Мартин В. И., Камалов В. Г. Методика оценки закарстованных территорий по степени устойчивости (на примере Башкирии) // Инженерная геология. 1986. № 6. С. 44–50.

Лобанов Ю. Е. Крупнейшие и глубочайшие пещеры Урала // Вопросы карстоведения: Матер. / Совещ. по полезн. ископ. карстовых полостей и впадин и др. вопр. карстоведения. Пермь, 1969. С. 143–148.

Лобанов Ю. Е. Уральские пещеры. Свердловск: Средне-Уральское книж. изд-во, 1979. 174 с.

Лобанов Ю. Е., Голубев С. И. Необычные образования из глины в пещере Сумган-Кутук // Пещеры. Пермь, 1970. Вып. 8–9. С. 21–22.

Лобанов Ю. Е., Мартин В. И. Аккумулятивные мосты и их остатки в пещерах Урала // Пещеры. Пермь, 1974. Вып. 14–15. С. 168–169.

Лобанов Ю. Е., Рыжков А. Ф., Емшанова Т. Д. и др. Пещеры и подземный сток Кутукского урочища // Карст Башкирии: Матер. / Респуб. совещ. Уфа, 1971. С. 49–50.

Лобанов Ю. Е., Щепетов В. О., Илюхин В. В., Максимович Г. А., Костарев В. П. Пещеры Урала. М.: Физкультура и спорт, 1971. 144 с.

Лозиевский М. Пещеры и подземные воды в Оренбургской губернии // Горный журнал. СПб, 1853. № 1.

Лосиевский В. С. Курманаевские пещеры и их подземные озера // Оренбургские губернские ведомости. 1891. № 29. С. 40–42.

Лукин В. С. Провальные явления на Урале и в Предуралье // Гидрогеологический сборник. Свердловск, 1964. № 3. С. 133–160 (Труды / ИГ УФАИ СССР; Вып. 69).

Лукин В. С. Карстовые тоннели, мосты и арки в сульфатных породах степной Башкирии // Пещеры. Пермь, 1970. Вып. 8–9. С. 138–140.

Лукин В. С. Инженерно-геологические условия в областях сульфатного карста Предуралья // Вопросы инженерного карстования: Тез. докл. / Инж. геолог. совещ. Кунгур, 1972.

Лукин В. С., Дорофеев Е. П. Рязякские пещеры в Башкирской АССР // Карст в карбонатных породах. М., 1972. С. 169–172 (Труды / МОИП; Т. X, XII).

Лукин В. С., Ежов Ю. А. Карст и строительство в районе Кунгура. Методика изысканий и опыт строительства в карстовых областях. Пермь: Кн. изд-во, 1975. 119 с.

Лукин В. С., Лукин А. В. Методика поисков пещер в неоднородных дислоцированных толщах карбонатных пород (на примере Таш-ой в Башкирской АССР) // Вопросы карстования: Матер. / Совещ. по полезн. ископ. карст. полостей и впадин и др. вопр. карстовед. Пермь, 1969. С. 163–165.

Лукин В. С., Мартин В. И., Яворский О. П., Гинсарь С. А. Опыт изысканий трассы газопровода Челябинск – Петровск // Газовая промышленность. 1982. № 3. С. 19–20.

Лушников Е. А. Районирование карста Башкирии // Уч. зап. Молотов. ун-та. Сер. геолог. и геогр. Харьков, 1956. Т. 10. Вып. 2. С. 37–57.

Лушников Е. А. Химический сток рек Башкирии // Сборник научных трудов Пермского горного института. 1958. № 2. С. 193–197.

Лушников Е. А. Районирование карста Башкирии // Региональное карстование. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 65–69.

Лушников Е. А. О некоторых пещерах в районе г. Уфы // Пещеры. Пермь, 1963. Вып. 3. С. 50–52.

Лушников Е. А. Влияние карста на денудацию рек Урала // Химическая география и гидрогеология. Пермь, 1964. Вып. 3 (4). С. 47–48.

Лыкошин А. Г. Павловская плотина на реке Уфа // Геология и плотины. Т. I. М.—Л.: Госэнергоиздат, 1959. С. 35–60.

Лыкошин А. Г. Карст и гидротехническое строительство. М.: Стройиздат, 1968. 183 с.

Лыкошин А. Г., Соколов Д. С. Развитие карста в юго-западной части Уфимского плато // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1954. Т. XXIX. № 1. С. 35–47.

Лыкошин А. Г., Соколов Д. С. Красный Ключ // Природа. 1957. № 8. С. 86–88.

Мавлюдов Б. Р. Динамика оледенения некоторых пещер Урала // Моделирование геологических систем и процессов: Матер. / Регион. конф. Пермь, 1996. С. 265–267.

Макарович М. Ф. К вопросу проявления карста по данным природных наблюдений на Уфимском карстовом косогоре в августе 1943 года // Тез. докл. совещ. по изучению карста. М., 1956. Вып. 16. С. 26.

Макеев З. А. Опыт картографической характеристики инженерно-геологических условий Приуфимского района Башкирской АССР // Водные богатства недр земли на службу соц. строительства. М.: ОНТИ, 1934. Сб. 7. С. 13–18.

Макеев З. А. Карст и вопросы подземного стока // Тез. докл. Молотов. карст. конф. Молотов, 1947.

Маков К. И. Подземные воды Башкирской АССР. Москва – Киев: Изд-во АН УССР, 1946. Т. 1. 358 с.

Максимович Г. А. К характеристике сейсмических явлений в Пермской области // Изв. ВГО. 1943. Т. XXV. Вып. 4. С. 8–15.

Максимович Г. А. Районирование карста Урала и Предуралья // Докл. 4-го Всеурал. совещ. по физ.-географ. и эконом-географ. районированию Урала. Пермь, 1958. Вып. 1.

Максимович Г. А. Основы карстологии. Т. I. Пермь: Кн. изд-во, 1963. 444 с.

Максимович Г. А. Основы карстологии. Т. II. Пермь: Кн. изд-во, 1969. 529 с.

Максимович Г. А. Карстовые шахты и колодцы Урала // Пещеры. Пермь, 1969. Вып. 7 (8). С. 83–89.

Максимович Г. А. Основные обстановки развития карста в Предуралье и на Западном Урале // Вопросы инженерного карстологии: Тез. докл. / Инж.-геол. совещ. Кунгур, 1972. С. 4–9.

Максимович Г. А., Быков В. Н., Костарев В. П. Полезные ископаемые карстовых полостей и впадин Урала и Приуралья // Карст Урала и Приуралья: Матер. / Всеурал. совещ. Пермь, 1968.

Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области. Пермь: Перм. книжн. изд-во, 1958. 183 с.

Максимович Г. А., Костарев В. П. Карст складчатого Урала // Карст Урала и Приуралья: Матер. / Всеурал. совещ. Пермь, 1968. С. 3–15.

Максимович Г. А., Костарев В. П. Плотность и густота карстовых пещер Приуральской провинции // Пещеры. Пермь, 1969. Вып. 7 (8). С. 79–83.

Максимович Г. А., Костарев В. П. О распространении полезных ископаемых карстовых полостей и впадин Башкирии // Карст Башкирии: Матер. / Респуб. совещ. Уфа, 1971. С. 14–16.

Максимович Г. А., Костарев В. П. Карстовые районы Урала и Приуралья // Вопросы физгеографии Урала. Пермь, 1973. Вып. 1. С. 166–177.

Максимович Г. А., Попов В. Г., Абдрахманов Р. Ф., Костарев В. П. Условия формирования и карстовые пещеры известковых туфов Западной Башкирии // Пещеры. Пермь, 1976. Вып. 16. С. 88–96.

Максютов Ф. А. Некоторые данные о пещерах юго-западных предгорий Южного Урала // Зап. БФ ГО СССР. Вып. VI. Материалы по геологии и геоморфологии. Уфа, 1970. С. 65–68.

Максютов Ф. А. О ландшафтном изучении и классификации карстовых урочищ в связи с мелиорацией земель Башкирии // Карст Башкирии: Матер. / Респуб. совещ. Уфа, 1971. С. 47–48.

Мартин В. И. Карст и водный баланс бассейна р. Яман-Елги // Вопросы карстоведения. Пермь, 1970. Вып. II. С. 97–100.

Мартин В. И. Опыт районирования территории городов по степени закарстованности и пригодности для застройки (на примере г. Уфы) // Инженерно-геологические проблемы градостроительства: Матер. / Научн.-техн. совещ., г. Баку, 1971. М.: Изд-во МГУ, 1971₁. С. 57–60.

Мартин В. И. Классификация карста Башкирии // Карст Башкирии: Матер. / Респуб. совещ. Уфа, 1971₂. С. 10–13.

Мартин В. И. Карст и минеральные воды Башкирии // Карст Башкирии: Матер. / Респуб. совещ. Уфа, 1971₃. С. 30–32.

Мартин В. И. Опыт оценки степени закарстованности Башкирского Предуралья по данным дешифрирования аэрофотоснимков // Карст Башкирии: Матер. / Респуб. совещ. Уфа, 1971₄. С. 51–52.

Мартин В. И. О методике дешифрирования карстопроявлений по аэрофотоматериалам // Вопросы инженерного карстоведения: Тез. докл. / Инж.-геолог. совещ. Кунгур, 1972₁. С. 37–39.

Мартин В. И. Карст // Гидрогеология СССР. М.: Недра, 1972₂. Т. XV (Баш. АССР). Глава IV. С. 77–91.

Мартин В. И. Некоторые новые пещеры Башкирии // Пещеры. Пермь, 1972₃. Вып. 12–13. С. 55–57.

Мартин В. И. Составление карт карста и степени закарстованности, как один из методов инженерно-геологической типизации местности в районах развития карста (на примере Башкирии) // Труды Всесоюз. конф. инж.-геолог. пробл. горно-скл. и платформ. обл. Тбилиси, 1972₄.

Мартин В. И. Карст в гипсах Южного Приуралья // Труды VIII Всеурал. совещ. по вопросу географии, охраны природы и природопол. Уфа, 1972₅. С. 77–91.

Мартин В. И. Карст и карстовые воды внешней зоны складчатого Урала в пределах Башкирии // Гидрогеология и карстоведение. Пермь, 1975₁. Вып. 6. С. 88–89.

Мартин В. И. Химическая денудация и активность карста Южного Приуралья // Гидрогеология и карстоведение. Пермь, 1975₂. Вып. 7. С. 180–181.

Мартин В. И. Гидрогеология и типы карста Башкирии. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь, 1975₃. 31 с.

Мартин В. И. Основные закономерности и распространение карста в пределах Башкирии и инженерно-геологические проблемы освоения закарстованных территорий // Проблемы инженерной геологии в связи с рациональным использованием геологической среды. Темы II, III: Тез. докл. / Всесоюз. конф. Л., 1976. С. 131–136.

Мартин В. И. Связь карстовых пещер Башкирии с элементами разрывной тектоники // Гидрогеология и карстование. Пермь, 1977. Вып. 8. С. 46–50.

Мартин В. И. О цикличности активизации экзогенных процессов // Климат, рельеф и деятельность человека: Тез. докл. / Всесоюз. совещ. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1978₁. Ч. I. С. 116–117.

Мартин В. И. Роль антропогенных факторов в активизации экзогенных процессов в пределах Башкирии // Климат, рельеф и деятельность человека: Тез. докл. / Всесоюз. совещ. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1978₂. Ч. II. С. 56–57.

Мартин В. И. Опыт изысканий и эксплуатации карстово-спелеологических объектов в Башкирии для туристско-экскурсионных целей // Исследования карстовых пещер в целях использования их в качестве экскурсионных объектов: Тез. докл. / Всесоюз. совещ. Сухуми, 1978₃. С. 111–113.

Мартин В. И. К методике карстологических исследований спелеологических районов для туристско-экскурсионных целей // Исследование карстовых пещер в целях использования их в качестве экскурсионных объектов: Тез. докл. / Всесоюз. совещ. Сухуми, 1978₄. С. 136–137.

Мартин В. И. Опыт изысканий в карстовых районах Башкирии // Инж.-строит. изыскания. М., 1978₅. 4 (52). С. 33–37.

Мартин В. И. Карст в гипсах Южного Приуралья и связанные с ним полезные ископаемые // Карст мраморов, доломитов, рифов, известковых туфов и галогенных отложений: Тез. докл. / Науч.-практич. конф. Пермь, 1978₆. С. 44–45.

Мартин В. И. Методика районирования закарстованных территорий по степени устойчивости для строительства (на примере работ ЗапУралТИСИЗа) // Инж.-строит. изыскания. М., 1979. № 3. С. 31–38.

Мартин В. И. Бассейны карстовых вод Южного Урала и вопросы их охраны от истощения и загрязнения // Проблемы гидрогеологии и охраны водных ресурсов Башкирского Предуралья. Уфа: Изд-во БФ АН СССР, 1980. С. 60–67.

Мартин В. И. Основные условия образования льда в пещерах, заброшенных горных выработках и каменных осыпях (на примере Башкирии) // Аккумуляция зимнего холода в горных выработках и его использование в народном хозяйстве: Тез. докл. / Кунгурская научн.-техн. конф. Пермь, 1981₁. С. 43–44.

Мартин В. И. Пещеры — уникальные природные лаборатории // Карст Дальнего Востока: Научное и практическое значение карстологических исследований. Владивосток, 1981₂. С. 57–58.

Мартин В. И. Типизация закарстованных территорий и основные критерии районирования их по степени устойчивости для жилищного и гражданского строительства // Методы типизации и картирования геологической среды городских агломераций для решения задач планирования инженерно-хозяйственной деятельности. М., 1981₃.

Мартин В. И. Инженерно-геологическая оценка степени устойчивости закарстованных территорий для строительства // Проблемы инж. геологии в связи с пром. градостроительством и разработкой местор. полезн. ископаемых: Тез. докл. / V Всесоюзн. конф. Свердловск, 1984₁. С. 220–224.

Мартин В. И. Карстовые воды в Южной части Уфимского плато и перспективы их использования // Тезисы докл. Респ. совещ. «Проблемы изучения, охраны и рац. использования природ. ресурсов в Башкирии». Уфа, 1984₂. С. 27–28.

Мартин В. И. Связь аварий зданий и сооружений с закарстованными склонами долин и палеодолин в г. Уфе // Катастрофы и аварии на закарстованных территориях: Тез. докл. / Совещ. Пермь, 1990. С. 40–42.

Мартин В. И. Влияние опасных геологических процессов на гидрогеоэкологию в пределах территории г. Уфы // Проблемы гидрогеоэкологии Башкирии: Тез. докл. / Республ. совещ. Уфа, 1992. С. 3–5.

Мартин В. И. Бассейны карстовых вод в пределах Башкирии и их ресурсы // Моделирование геологических систем и процессов: Матер. / Регион. конф. Пермь, 1996. С. 239–240.

Мартин В. И. Некоторые закономерности режима уровня грунтовых вод в пределах юго-восточной окраины Волго-Камского артезианского бассейна // Геология и полезные ископаемые РБ, проблемы и перспективы освоения минерально-сырьевой базы: Матер. / III Респуб. геолог. конф. Уфа, 1999. С. 233–236.

Мартин В. И. Прогнозный и фактический ореолы загрязнения геологической среды на одном из полигонов складирования токсичных отходов в Южном Предуралье // Вода, экология и технология: Тез. докл. / IV междунар. конгр. М., 2000. С. 253.

Мартин В. И., Кудряшов И. К., Рождественский А. П., Усольцев Л. Н. Проблемы охраны и рационального использования пещер Башкирии // Проблемы изучения, экологии и охраны пещер: Тез. докл. / V Всесоюзн. совещ. по спелеологии и карстоведению. Киев, 1987. С. 170–171.

Мартин В. И., Лерман Б. И. Особенности распространения современного и древнего карста на территории Башкирии и его районирование // Карст Ю. Урала и Приуралья. Уфа, 1978. С. 59–67.

Мартин В. И., Лиханов Н. С. К вопросу об оптимальных объемах и сети геофизических и буровых работ для оценки степени устойчивости закарстованных территорий // Инженерная геология Зап. Урала: Тез. докл. / Науч.-техн. совещ. Пермь, 1982. С. 21–22.

Мартин В. И., Лобанов Ю. Е. Коррозионная активность пещерных водотоков различного генезиса // Мероприятия по повышению устойчивости земляного полотна в карстовых районах БАМ и другие вопросы карстоведения: Тез. докл. / Всесоюз. науч.-техн. совещ. Красноярск, 1977. С. 97–99.

Мартин В. И., Лобанов Ю. Е. Трещинный и карстовый типы стока в карбонатных массивах горного Урала // Карст Средней Азии и горных стран: Тез. докл. / Всесоюз. совещ. Ташкент, 1979₁. С. 87–88.

Мартин В. И., Лобанов Ю. Е. Зависимость агрессивности карстовых вод от их генезиса // Карстовые пещеры: Препринт. Владивосток, 1979₂. С. 5–6.

Мартин В. И., Мулюков Э. И., Колесник Г. С. и др. Об опыте изысканий, проектирования, строительства и усиления фундаментов зданий на закарстованных территориях (на примере г. Уфы) // Инж. геология. 1983. № 4. С. 63–71.

Мартин В. И., Мулюков Э. И., Смирнов А. И. Проблемы строительства в условиях активного развития карстово-суффозионного процессов (на примере г. Уфы) // Усиление оснований и фундаментов существующих зданий. Уфа, 1990. С. 57–66 (Труды / Уф. НИИпромстрой).

Мартин В. И., Рафикова З. Н. Причины отказа естественного основания дома по ул. Владивостокской, 13 в г. Уфе // Отказы в геотехнике. Уфа, 1995. С. 17–31.

Мартин В. И., Смирнов А. И., Соколов Ю. В. Пещеры Башкирии // Пещеры, итоги исследований. Пермь, 1993. С. 30–59.

Мартин В. И., Толмачев В. В., Давыдько Р. Б., Травкин А. И., Копосов С. В. К вопросу об инженерно-геологическом изучении карстовых пещер для прогноза устойчивости закарстованных территорий // Карстовый процесс и его прогноз. Уфа, 1980. С. 149–151.

Мартин В. И., Толмачев В. В., Ильин А. Н., Саваренский И. А. Основные задачи инженерно-геологических изысканий на закарстованных территориях // Инженерная геология. 1983. № 2. С. 59–64.

Мартин В. И., Травкин А. И. Моделирование карстовых провалов и прогноз устойчивости закарстованных территорий для строительства // Моделирование формирования суффозионных и карстовых полостей: Тез. докл. / Науч.-техн. семинар. Пермь, 1979. С. 18–20.

Мартин В. И., Травкин А. И. Теоретические предпосылки и практика оценки скорости развития сульфатного карста на локальных участках // Карстовый процесс и его прогноз. Уфа, 1980. С. 15–17.

Мартин В. И., Травкин А. И. Крупные древние и современные провалы в городе Уфе и окрестностях // Карстовые провалы: Тез. докл. / Юбилейная конф., посвященная 80-летию В. С. Лукина. Екатеринбург: УИФ. Наука, 1994.

Мартин В. И., Травкин А. И., Камалов В. Г. Методика инженерных изысканий и оценка карстовой опасности для строительства на примере работ «ЗапУралГИСИЗ» // Противокарстовая защита объектов строительства: Матер. / Всесоюзн. совещ. Куйбышев, 1990. С. 61–63.

Мартин В. И., Травкин А. И., Мулюков Э. И. Антропогенная активизация карста и противокарстовая защита строений // Инженерная геология карста: Докл. / Междунар. симпоз. 1992 г., Пермь: Пермск. ун-т, 1993. Том. I. С. 336–343.

Мартин В. И., Травкин А. И., Рафикова З. Н. Основные причины отказов оснований сооружений на территории Уфимской городской агломерации // Отказы в геотехнике. Уфа, 1995. С. 17–31.

Мартин В. И., Усольцев Л. Н. Пещеры Хазинская и Ыласын на Южном Урале // Пещеры. Пермь, 1970. Вып. 8–9. С. 41–52.

Мартин В. И., Усольцев Л. Н. Об опыте использования статистических характеристик карстовых провалов в проектно-изыскательских работах (на примере г. Уфы) // Строительство на закарстованных территориях: Тезисы докл. / Всесоюзн. совещ. Подольск, 1983 г. М., 1983. С. 62–64.

Маслов В. П. К вопросу о фазах седиментации и карстообразования погребенных массивов Ишимбая // Изв. АН СССР. 1945. № 1. С. 88–89.

Меннер В. В., Раабен М. Е. Палеокарст Южного Приуралья и связанные с ним полезные ископаемые // Карст и его народнохозяйственное значение. М.: Наука, 1964. С. 39–45 (Труды / МОИП; Т. XII).

Миронов Н. А. Детальная количественная оценка устойчивости закарстованной территории юго-восточной части г. Благовещенска Башкирской АССР // Инженерные изыскания в строительстве М., 1977. Вып. II (64). С. 22–25.

Миронов Н. А., Саваренский И. А., Степанова М. А., Мартин В. И., Мулюков Э. И., Спящий Е. П. Инженерно-геологическое обоснование схемы инженерной защиты г. Уфы при освоении закарстованных территорий // Проблемы гидрогеоэкологии Башкирии: Тез. докл. / Науч.-практич. конф. Уфа, 1992. С. 3–5.

Миронов Н. А., Степанова М. А., Безбородов Р. С., Тихомиров А. В., Камалов В. Г., Мартин В. И., Травкин А. И. Минералого-петрографические и лабораторные исследования литологических особенностей карстующихся пород при инженерно-геологической оценке карста // Инженерная геология карста: Тез. докл. / Междунар. симпоз. Пермь, 1992. С. 8–9.

Михайлов Г. К. Первая специальная спелеологическая работа в России // Пещеры. Пермь, 1963. Вып. 3. С. 101–102.

Мульменко М. А. О роли карста при формировании Ашинского месторождения фосфоритов // Тез. докл. совещ. по изуч. карста. М.: Изд-во АН СССР. 1956. Вып. 9.

Мулюков Э. И., Илюхин В. А., Мартин В. И., Травкин А. И. Опыт строительства промышленных и гражданских зданий на закарстованных территориях Башкирии // Противокарстовая защита объектов строительства: Матер. / Всесоюз. совещ. Кубышев, 1990. С. 25–28.

Мулюков Э. И., Колесник Г. С., Мартин В. И., Арасланов Р. Я. Ликвидация аварии здания в г. Уфе, вызванной активизацией карстового процесса // Строительство на закарстованных территориях: Тез. докл. / Всесоюз. совещ. Подольск. М., 1983, С. 115–117.

Мулюков Э. И., Травкин А. И., Мартин В. И., Спящий Е. П. Исследование причин деформаций 5-ти этажного кирпичного дома // Усиление оснований и фундаментов существующих зданий. Уфа, 1990. С. 26–36 (Труды / УфНИИпромстрой).

Мухин Ю. В. Карстовые явления в районе городов Альметьевска и Октябрьского в связи со строительством этих городов // Тез. докл. / Совещ. по изуч. карста. М.: Изд-во АН СССР. 1951. Вып. 15.

Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрюзано-Сыльвинской депрессии. Л.—М.: Гостоптехиздат, 1949. 206 с.

Наливкин В. Д., Куликов Ф. С., Морозов С. Г., Слепов Ю. Н. Новый крупный авлакоген на востоке Урало-Поволжья // Геология нефти и газа. 1964. № 3.

Никонов А. А. Современные движения земной коры. М.: Наука, 1979. 153 с.

Озолин Б. В. Башкирское Предуралье // Гидрогеология Волго-Уральской области. М.: Недра. 1967.

Озолин Б. В. Аспекты практического использования водоносных палеокарстовых горизонтов // Карст Башкирии: Матер. / Респ. совещ. Уфа, 1971. С. 17–19.

Озолин Б. В., Лерман Б. И., Чертков Н. П. Поглощающие горизонты разреза Шкаповской площади и характеристика объекта рекомендуемого для сброса промышленных стоков // Труды / УФНИИ, 1988. Вып. XV. С. 312–327.

Озолин Б. В., Усольцев Л. Н., Лерман Б. И. Использование водоносных палеокарстовых горизонтов для захоронения промстоков и заводнения нефтяных залежей // Карст Башкирии: Матер. / Респуб. совещ. Уфа, 1971. С. 64–68.

Олли А. И., Романов В. А. Тектоническая карта Башкирии и объяснительная записка к ней. Уфа: БФАН СССР, 1959. 36 с.

Оффман П. Е., Новикова А. С. Некоторые закономерности образования трещин усыхания // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 3. С. 115–122.

Панарина Г. Н. Крупнейшая пещера на Южном Урале // Пещеры. Пермь, 1966. Вып. 6 (7). С. 180.

Паллас П. С. Путешествие по разным провинциям Российской империи. СПб., 1771. Ч. 1.

Паллас П. С. Путешествие по разным провинциям Российской империи. Кн. 1. СПб, 1786. Ч. II. 19 с.

Перевозчиков Б. Ф. О характере разгрузки карстовых вод в долине реки Ай района Южно-Уральских бокситовых месторождений // Гидрогеол. сб. 1962₁. № 2. С. 153–161 (Тр. / ИГ УФАН СССР; Вып. 62).

Перевозчиков Б. Ф. К вопросу о закарстованности карбонатных пород некоторых участков Южно-Уральского бокситового бассейна // Гидрогеол. сб. 1962₂. № 2. С. 99–107 (Тр. / ИГ УФАН СССР; Вып. 62).

Перов Г. Аскинская пещера // Баш. краевед. Уфа, 1926. № 4.

Перовский И. А. О провале близ д. Куткиной (Бирский уезд Оренбургской губернии) // Вестн. РГО. 1856. Ч. 16. С. 50–51.

Печеркин И. А. Карстовый мост на р. Коперля // Пещеры. Пермь, 1962. Вып. 2. С. 67–69.

Плакс А. А., Илюхин В. А., Травкин А. И., Мартин В. И. Обеспечение надежности железнодорожного полотна над подземными водонесущими коммуникациями в сложных инженерно-геологических условиях. СПб, 1997.

Плакс А. А., Илюхин В. А., Травкин А. И., Мартин В. И. Опыт эксплуатации свайного фундамента на закарстованном основании // Труды VI междунар. конф. по проблемам свайного фундаментастроения. М., 1998. С. 108–111.

Плотников Н. И., Сыроватко М. В., Щеголев Д. И. Подземные воды рудных месторождений. М.: Металлургиздат, 1957. 614 с.

Померанцева И. В., Мозженко А. Н. и др. Применение сейсмологических станций «Земля» при изучении строения юго-востока Русской платформы // Докл. АН СССР. 1965. Т. 163. № 1. С. 171–178.

Попов В. Г. Некоторые гидрогеологические особенности и карст бассейна нижнего течения реки Белой // Карст Башкирии: Матер. / Респуб. совещ. Уфа, 1971. С. 41–43.

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. О связи хлоркальциевых рассолов с процессами метасоматической доломитизации известняков // Литология и полезные ископаемые. 1989. № 4. С. 97–103.

Попов В. Г., Абдрахманов Р. Ф. Трещиноватость верхнепермских пород Бугульминско-Белебеевской возвышенности // Геологическое строение и нефтеносность Башкирии. Уфа: БФАН СССР, 1977. С. 86–92.

Попов В. Г., Абдрахманов Р. Ф. Активизация карста в бассейне р. Ик под влиянием техногенного фактора // Инженерная геология Западного Урала: Тез. докл. / Науч.-технич. совещ. Пермь, 1982. С. 66–68.

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 / БНЦ УрО РАН. Уфа. 1992. 156 с.

Попов В. Г., Егоров Н. Н. Гелиевые исследования в гидрогеологии. М.: Наука, 1990. 168 с.

Попова Т. П. О расчете растворимости гипса в природных водах // Разведка недр. 1951. № 6.

Поспелова Г. В. Карстовые явления некоторых восточных районов Оренбургской области // Региональное карстование. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 93–100.

Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Рогоза И. Б. Инженерно-геологическая оценка карстовых участков (на примерах работы треста ЗапУралТИСИЗ) // Карст Башкирии: Матер. / Респуб. совещ. Уфа, 1971. С. 53–56.

Родионов Н. В. Некоторые данные о скорости развития карста в карбонатных породах // Тр. лабор. гидрогеол. проблем им. Ф. П. Саваренского. 1950. Т. VI.

Родионов Н. В. Инженерно-геологические исследования в карстовых районах при устройстве малых водохранилищ, гражданском и промышленном строительстве. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 183 с.

Родионов Н. В. Карст Европейской части СССР, Урала и Кавказа. М.: Госгеолтехиздат, 1963₁. 175 с.

Родионов Н. В. Карта закарстованности пород и карстовых явлений Европейской части СССР, Урала и Кавказа М 1:2 500 000 // Новости карстования и спелеологии. М., 1963₂. Вып. 3. С. 19–24.

Рождественский А. П. Основные черты современного рельефа и новейшая тектоника восточной окраины Русской платформы и Предуралья // Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1960. С. 221–243.

Рождественский А. П. Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. М.: Наука, 1971. 303 с.

Рождественский А. П. Основные черты новейшей тектоники Урала // Ежегодник—1993 / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 1994. С. 63–66.

Рождественский А. П. Современные Уральские горы — область слабого новейшего эпи платформенного горообразования // Ежегодник—1994 / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 1995. С. 17—20.

Рождественский А. П. К вопросу о происхождении Уральских гор // Ежегодник—1995 / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 1996₁. С. 127—129.

Рождественский А. П. Неотектонические исследования на Южном Урале // Основные научные достижения Института геологии за 1992—1996 гг. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1996₂. С. 47—51.

Рождественский А. П. Новейший тектогенез и современная гидросфера // Инженерно-геологическое обеспечение недропользования и охраны окружающей среды: Матер. / Междунар. науч.-практ. конф. Пермский ун-т, 1997₁. С. 79—80.

Рождественский А. П. Новейшая тектоника и ее роль в формировании минеральных ресурсов гипергенного типа на Южном Урале // Материалы II Республиканской геологической конференции. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1997₂. С. 185—187.

Рождественский А. П. К характеристике плейстоцен-голоценового геоморфогенеза на Южном Урале // Ежегодник—1997 / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 1999. С. 92—95.

Рождественский А. П. Новейший орогенез и формирование Уральских гор // Геологический сборник / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 2000. № 1. С. 22—24.

Рождественский А. П., Балков В. А., Симоненко В. Р. Проблемы изучения карста Башкирии // Карст Южного Урала и Приуралья. Уфа, 1978. С. 4—12.

Рождественский А. П., Журенко Ю. Е., Трифонов В. П. Некоторые вопросы новейшей и современной тектоники Среднего и Южного Урала в связи с изучением его глубинного строения // Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. С. 324—334.

Рождественский А. П., Зинягина И. К. О переходных зонах на Южном Урале // Геоморфология зон перехода от континентов к океанам. Тихоокеанский институт географии ДВО РАН. М.: Наука, 1992. С. 124—126.

Рождественский А. П., Зинягина И. К. О неогеновом геоморфогенезе Южного Урала // Ежегодник—1995 / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 1996. С. 130—132.

Рождественский А. П., Зинягина И. К. Развитие рельефа Южного Урала в мезозое и кайнозое / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 1998. 231 с.

Рождественский А. П., Костарев В. И., Кудряшов И. К., Мартин В. И., Озолин Б. В., Симоненко В. Р., Усольцев Л. Н. Карст Башкирии и задачи его изучения // Карст Башкирии: Матер. / Респуб. совещ. Уфа, 1971. С. 5—9.

Рождественский А. П., Мартин В. И., Усольцев Л. Н., Кудряшов, И. К. Актуальные проблемы изучения карстового процесса и его прогнозирование // Карст и его прогноз: Тез. докл. III Межведомств. совещ. Уфа, 1989. С. 8—10.

Розанов Л. Н. История формирования тектонических структур Башкирии и прилегающих областей. М.: Гостехиздат, 1957. 140 с.

Розанов Л. Н., Сейфуль-Мулюков Р. Б., Левин Л. Э., Сальман Т. Б. Тектоника и нефтегазоносность востока Русской платформы. М.: Недра, 1965. 260 с.

Руденко С. И. Лаклинская и Игнатьевская пещеры Южного Урала. СПб., 1914.

Рыжиков Д. В. Природа карста и основные закономерности его развития (На примерах Урала). М., 1954. 154 с. (Труды / ГГИ УФ АН СССР; Вып. 21).

Рыжков А. Ф., Лобанов Ю. Е. Крупная пещера на Южном Урале // Пещеры. Пермь, 1965. Вып. 5 (6). С. 114–119.

Рыжков А. Ф., Марков В. Д. и др. Новые карстовые шахты на реке Белой // Пещеры. Пермь, 1971. Вып. 10–11. С. 128–135.

Рыжков А. Ф., Овчинникова С. С. и др. Сухоатинская пещера на Южном Урале // Пещеры. Пермь, 1965. Вып. 5 (6). С. 120–122.

Рычков Н. П. Журнал или дневные записки путешествия по разным провинциям Российского государства. СПб.: Изд-во АН, 1770.

Рычков П. И. Топография Оренбургская, т.е.: обстоятельное описание Оренбургской губернии, сочиненное коллежским советником и императорской Академии наук корреспондентом Петром Рычковым. СПб., 1762. Ч. 1 и 2.

Рюмин А. В. Среди вечного мрака (об исследованиях настенной живописи Каповой пещеры на Южном Урале). Из записной книжки спелеолога. Литературная запись Ю. Гурьева и Л. Цесаркина // Вокруг света. 1961. № 8. С. 31–35.

Рюмин А. В., Бадер О. Н., Соколов Н. И. Капова пещера // Вокруг света. 1960. № 3 и 4.

Рябков Н. В. Древний карст долины рек Камы и Белой // Бюлл. науч. техн. информ. М.: Изд-во «Гидропроект». 1959. № 5. С. 79–83.

Рябченков А. С. Инженерно-геологические исследования для мелкого ирригационного строительства в центрально-черноземных областях // Советская геология. 1955. № 44, С. 21–33.

Саваренский И. А., Калмыков Н. Т. Инженерно-геологическая характеристика карстовых явлений района г. Бирска // Вопросы изучения геодинамических процессов. М.: Стройиздат, 1976. С. 17–27 (Труды / ПНИИИС; Вып. 43).

Саваренский И. А., Миронов Н. А. Закономерности развития и количественная оценка карста в районе г. Благовещенска, Баш. АССР // Теоретические основы и методы инженерно-геологических процессов. М.: Стройиздат, 1978. С. 55–74 (Труды / ПНИИИС; Вып. 56).

Сагитова Л. У. Особенности карстового ландшафта долины р. Аургазы и прилегающей к ней территории // Материалы VI Всеурал. совещ. по вопросам географии и охраны природы. Уфа: БФАН СССР, 1981. С. 85–88.

Сенченко Г. С. Складчатые структуры Южного Урала. М.: Наука, 1976. 172 с.

Скворцов Г. Г. Опыт инженерно-геологической оценки участка с карстом в гипсовых породах // Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1956. № 14. С. 150–159.

Скворцов Г. Г. Исследования карста в основании железнодорожного полотна и выбор противокарстовых мероприятий // Вопросы геологии, гидрогеологии и геофизики при изыскании железных дорог. М., 1957.

Скворцов Г. Г. Оползни карстового происхождения в Южном Урале // Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1959. С. 75–81 (Труды / ВСЕГИНГЕО; № 17).

Скворцов Г. Г. Вопросы инженерно-геологического изучения и оценка карста в основании железнодорожных сооружений // Специальные вопросы карстоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 138–147.

Скиргелло О. Б. О древнем карсте в бассейне среднего течения р. Урала // Бюлл. МОИП. 1949. Т. XXIV. № 5. С. 59–63.

Смирнов А. И. О находке бурого железняка в одной из пещер Южного Урала // Вопросы Уральской спелеологии. Пермь, 1989. С. 24–26.

Смирнов А. И. Карстовые провалы Башкирского Предуралья // Катастрофы и аварии на закарстованных территориях. Пермь, 1990. С. 42–43.

Смирнов А. И. Интенсивность насыщения подземных вод сульфатом кальция на Уфимском косогоре // Опасные геологические процессы в Уральском регионе и геоэкологические исследования. Екатеринбург, 1992₁. С. 27–29.

Смирнов А. И. Стационарные наблюдения за карстопроявлениями на Уфимском карстовом косогоре // Инженерная геология. 1992₂. № 2. С. 50–56.

Смирнов А. И. Колодцы в песчаниках на Приайской равнине // Свет. Вестник Киев. карст.-спелеол. центра. 1992₃. № 1 (3). С. 8–9.

Смирнов А. И. Экзогенные геологические процессы и пораженность ими территории Башкирии // Проблемы гидрогеоэкологии Башкирии. Уфа, 1992₄. С. 10–13.

Смирнов А. И. Особенности распространения карстовых воронок в южной части Уфимского плато // Изв. вузов. Сер. геол. и разв. 1993. № 3. С. 18–23.

Смирнов А. И. Современная активность провалообразования на Уфимском карстовом косогоре // Научные чтения IV Всеуральского совещания по подземным водам Урала и сопредельных территорий, посвященного 90-летию со дня рождения профессора Г. А. Максимовича: Тез. докл. Пермь, 1994. С. 99.

Смирнов А. И. Отказы железнодорожного полотна на Уфимском карстовом косогоре и их прогноз // Отказы в геотехнике. Уфа, 1995. С. 32–44.

Смирнов А. И. Интенсивность распространения поверхностных карстопроявлений на Южном Урале и в Предуралье // Моделирование геологических систем и процессов: Матер. / Регион. конф. Пермь, 1996₁. С. 271–273.

Смирнов А. И. Спелеоресурсы Республики Башкортостан // Геоэкология в Урало-Каспийском регионе: Тез. докл. / Междунар. науч.-прак. конф. Уфа, 1996₂. Ч. I. С. 200–202.

Смирнов А. И. Экзогенные геологические процессы на Южном Урале и в Предуралье и степень воздействия их на населенные пункты Республики Башкортостан // Геоэкология в Урало-Каспийском регионе: Тез. докл. / Междунар. науч.-прак. конф. Уфа, 1996₃. Ч. II. С. 167–169.

Смирнов А. И. Современные экзогенные геологические процессы Южного Урала и в Предуралье // Проблемы региональной геологии, нефтеносности, металлогении и гидрогеологии Республики Башкортостан: Матер. / II Респ. геол. конф. Уфа, 1997₁. С. 241–243.

Смирнов А. И. Опасные геологические процессы Республики Башкортостан // Инженерно-геологическое обеспечение недропользования и охраны окружающей среды: Матер. / Междунар. науч.-прак. конф. Пермь, 1997₂. С. 30–32.

Смирнов А. И. Новые данные о современной активности развития карстового процесса на Уфимском косогоре // Инженерно-геологическое обеспечение недропользования и охраны окружающей среды: Матер. / Междунар. науч.-прак. конф. Пермь, 1997₃. С. 149–152.

Смирнов А. И. Проявления экзогенных геологических процессов на Южном Урале и в Предуралье (интенсивность распространения и активность развития). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук / Гос. университет. Пермь, 1998. 17 с.

Смирнов А. И. Карстово-спелеологическое районирование Республики Башкортостан // Геология и полезные ископаемые Республики Башкортостан, проблемы и перспективы освоения минерально-сырьевой базы: Тез. докл. / III Республ. геологич. конф. Уфа, 1999. С. 236–239.

Смирнов А. И. Оценка поверхностной закарстованности территории республики Башкортостан // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Тез. докл. / Регион. научно-практич. конф. Пермь, 2000. С. 256–257.

Смирнов А. И. Мониторинг опасных геологических процессов Республики Башкортостан (состояние и перспективы развития) // Проблемы прогнозирования, предупреждения и ликвидации последствий чрезвычайных ситуаций: Мат-лы / III Всероссийская научно-практическая конференция. Уфа, 2002. С. 63–65

Смирнов А. И., Книсс В. А. О возможности определения возраста карстовых пещер Южного Урала и Предуралья по фауне ногохвосток *Plutomurus (Collembola)* // Карстовый процесс и его прогноз. Уфа, 1980. С. 157.

Смирнов А. И., Книсс В. А. Биоспелеологический метод определения возраста карстовых пещер (на примере пещер Южного Урала) // Геоморфология. 1986. № 1. С. 96–98.

Смирнов А. И., Мартин В. И. Пещера Салавата Юлаева // Башкортостан. Краткая энциклопедия. Уфа, 1996. С. 465.

Смирнов А. И., Соколов Ю. В. Кадастр пещер горной части Башкирии (Южный Урал) и распространение их по возрасту карстующихся пород // Свет. Вестник Киев. карст.-спелеол. центра. 1992. № 2 (4). С. 8–9.

Смирнов А. И., Соколов Ю. В. Пещеры горной части Башкирии (Южный Урал): Препринт. Уфа, 1993. 54 с.

Смирнов А. И., Соколов Ю. В. Пещеры Башкортостана: степень изученности и состояние охраны // Пещерный палеолит Урала: Матер. / Междунар. конф. Уфа, 1997. С. 106–108.

Смирнов А. И., Соколов Ю. В., Гаевский И. Г. Пещеры долины р. Зилим на Южном Урале (закономерности распространения и развития) // Свет. Вестник Киев. карст.-спелеол. центра. 1992. № 4 (6) С. 12–15.

Соколов Д. С. Условия фильтрации через закарстованные известняки Белорецкого водохранилища (Башкирская АССР) // Карстоведение. Молотов, 1948. Вып. IV. С. 15–22.

Соколов Д. С. Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 322 с.

Соколов Д. С. Карст и гидротехническое строительство // Типы карста в СССР. М.: Наука, 1965. С. 91–93.

Соколов Ю. В., Смирнов А. И., Книсс В. А. Пещеры Мурадымовского участка на реке Бол. Ик: Препринт. Уфа, 1994. 25 с.

Соловьев А. И. Карстовые явления на восточном склоне Южного Урала // Региональное карстование. М.: МОИП, 1958. С. 39–47.

Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Труды / ГИН АН СССР. Сер. геол. 1951. Вып. 124 (№ 45). 357 с.

Стратиграфические схемы Урала (Докембрий, палеозой). Стратигр. Комитет России. Екатеринбург. 1993. 151 схема. Объяснительная записка. 152 с.

Ступишин А. В. Карст Бугульминского плато // Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Уфа, 1968. № 2. С. 164–169.

Сысоев А. Д. Карстовые явления в бассейне рек Ай и Сим Челябинской области // Региональное карстование. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 87–92.

Сюндюков А. З. Литология, фации и нефтегазоносность карбонатных отложений Западной Башкирии. М.: Наука, 1975. 174 с.

Тайц М. И., Голубев В. С. Современная структура и история геологического развития // Закономерности размещения и условия формирования нефти и газа Волго-Уральской области. Т. IV. Башкирская АССР. М.: Недра, 1975. С. 32–68.

Ткалич С. П. Карст Уфа-Бельского междуречья // Тез. докл. совещ. по изучению карста. М.: Изд-во АН СССР, 1956. Вып. 16. Приуралье. С. 20–26.

Ткалич С. П. Карст «Уфимского полуострова» (Башкирия) и намечающиеся закономерности его развития // Региональное карстование. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 70–71.

Толмачев В. В. Опыт районирования трассы проектируемой железно-дорожной линии по степени закарстованности // Карст Башкирии: Матер. / Респуб. совещ. Уфа, 1971. С. 61–63.

Толмачев В. В., Карпов Е. Г., Хоменко В. П., Мартин В. И., Давыдко Р. Б. Механизм деформаций горных пород над подземными карстовыми формами // Инженерная геология. 1982. № 4. С. 46–59.

Толстихина М. М. Подземные воды и карстовые явления в центральной части Уфимского плато // Изв. Всесоюз. геол.-разв. объединения. 1932. Т. 51. Вып. 92. С. 1405–1415.

Толстихина М. М. О карстовых явлениях на территории Большой Уфы // Материалы по геоморфологии (ВСЕГЕИ). М., 1953. С. 143–154.

Травкин А. И. Опыт детальной оценки карстовой опасности в сложных условиях // Инженерно-строительные изыскания. М.: Стройиздат, 1979. Вып. 3 (55). С. 39–46.

Травкин А. И. Опыт применения моделирования карстовых провалов при инженерно-геологических изысканиях // Совершенствование технологий работ нулевого цикла с использованием средств механизации и автоматизации: Тез. докл. / Всесоюз. конф. Уфа, 1981. С. 183–185.

Травкин А. И. Уточнение некоторых параметров карстующегося гипсового массива под отдельным сооружением на Уфимском карстовом косогоре // Строительство на закарстованных территориях: Тез. докл. / Всесоюз. совещания. М., 1983. С. 34–36.

Травкин А. И. Методика инженерно-геологических изысканий в районах распространения гипсового карста для решения специальных задач строительства // Проблемы инж. геологии в связи с пром. градостроительством и разработкой местор. полезн. ископаемых: Тез. докл. / V Всесоюз. конф. Свердловск, 1984. Т. I. С. 307–310.

Травкин А. И. К вопросу инженерно-геологического тампонажа карстовых пустот // Методика изучения карста: Тез. докл. / Всесоюз. науч. техн. совещ. Пермь, 1985. С. 105–106.

Травкин А. И. Прогноз карстоопасности и районирование закарстованных территорий (на примере центральной части г. Уфы): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1989. 21 с.

Травкин А. И. К оценке закарстованных территорий для строительства на основе картографо-математического моделирования // Инженерно-геологические и экологические исследования территории городов: Тез. докл. семинара. Свердловск, 1990₁. С. 10–12.

Травкин А. И. Аварийные ситуации зданий и сооружений, вызванные активизацией карстово-суффозионных процессов на городских территориях Башкирии // Карстовые аварии на закарстованных территориях: Тез. совещ. Пермь, 1990₂. С. 44–45.

Травкин А. И. Современные движения земной коры и опасные геологические процессы в пределах Уфимского полуострова // Проблемы гидроэкологии Башкирии: Тез. докл. / Науч.-практич. конф. Уфа, 1992. С. 5–7.

Травкин А. И., Гришин П. В. Некоторые вопросы крупномасштабного районирования закарстованных территорий при инженерно-геологических изысканиях на примере одного из жилых районов в г. Уфе // Инженерно-геологические и гидрогеологические исследования в Уральском регионе с применением геофиз. методов: Тез. докл. / Регион. семинар. Свердловск, 1988. С. 18–19.

Травкин А. И., Крестинин Б. А. О практике инженерно-геологического обоснования тампонажа карстовых полостей в г. Уфе // Противокарстовая защита объектов строительства: Матер. / Всесоюз. совещ. Куйбышев, 1990. С. 91–93.

Травкин А. И., Мартин В. И. Осложнения при проходе тоннелей в условиях развития карста // Пещеры. Итоги исследований. Пермь, 1993₁. С. 185–186.

Травкин А. И., Мартин В. И. Влияние карста на скорость техногенных процессов (на примере Уфимской градопромышленной агломерации) // Экологическая безопасность зон градопромышленных агломераций Западного Урала: Тез. докл. семинара. Пермь, 1993₂. С. 75–76.

Травкин А. И., Мартин В. И. Прогнозная оценка степени устойчивости закарстованных территорий методом моделирования карстовых провалов // Тез. докл. / Тематич. семинар по экологическим катастрофам и учету их экономических, социальных и медицинских последствий. Уфа, 1993₃. С. 90–91.

Травкин А. И., Мартин В. И. Проблемы инженерно-геологических и инженерно-экологических исследований в Уральском регионе // Тез. докл. Екатеринбург, 1994. С. 3–5.

Травкин А. И., Мартин В. И., Мулюков Э. И. Инженерно-геологическая оценка карста и противокарстовая защита зданий и сооружений в Башкортостане // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Матер. / Респ. науч.-практ. конф. Пермь, 2000. С. 252–254.

Травкин А. И., Мартин В. И., Рафикова З. Н. Проблемы создания гидрогеологического мониторинга РБ // Проблемы экологического мониторинга: Тез. докл. / Науч. семинар - выст. Уфа, 1994. С. 22.

Травкин А. И., Рафикова З. Н. Крайонированию закарстованных территорий по интегральному показателю на опытном участке в г. Уфе // Эффективность, качество инженерно-строительных изысканий и охраны геол. среды в новых условиях хозяйствования: Тез. докл. / Всесоюзн. конф. Свердловск, 1989. С. 35–37.

Турьшев А. В. Гидродинамические особенности развития карста в карбонатных и сульфатных породах // Проектирование, строительство, и эксплуатация земляного полотна в карстовых районах. 1958. Вып. 8. Транспорт. С. 1–288.

Турьшев А. В. О формировании депрессий вдоль склонов Уфимского плато // Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала / БФАН СССР. Уфа, 1960. С. 205–213.

Турьшев А. В., Перевозчиков Л. Д. О влиянии карста на вертикальную гидрохимическую зональность (на примере Уфимского плато) // Закономерности формирования и распределения подземных вод. Свердловск, 1965. С. 339–347 (Труды / ИГ УФАН СССР; Вып. 76).

Тюрихин А. М. Основные черты формирования и литолого-фациальные условия распространения палеокарстовых коллекторов палеозоя Башкирии в связи с их нефтеносностью // Карст Башкирии: Матер. / Респуб. совещ. Уфа, 1971. С. 69–70.

Усольцев Л. Н. Пизолиты Новомурадымовской пещеры // Пещеры. Пермь, 1970. Вып. 8–9. С. 27.

Усольцев Л. Н. Карстовые провальные явления Башкирии, их научное и практическое значение // Карст Башкирии: Матер. / Респуб. совещ. Уфа, 1971. С. 23–25.

Усольцев Л. Н., Виницкий Ю. С., Зубик И. Л. О роли палеокарста в формировании локальных структур на некоторых примерах Башкирии // Вопросы карстоведения: Матер. / Совещ. по полезн. ископ. карст. полостей и впадин и др. вопросы карстоведения. Пермь, 1969. С. 103–104.

Усольцев Л. Н., Малоярославцев Д. А. О приемистости водоносной палеокарстовой зоны на Шкаповской площади // Геология и перспективы нефтеносности Башкирии. Уфа, 1966. С. 328–334 (Труды / УфНИИ; Вып. XV).

Усольцев Л. Н., Мартин В. И. Провальные явления района г. Уфы и их связь с антропогенными факторами // Вопросы карстоведения: Матер. / Совещ. по полезн. ископ. карст. полостей и впадин и др. вопр. карстовед. Пермь, 1969. С. 109–111.

Усольцев Л. Н., Панарина Г. Н. Пещеры и провалы // Пещеры. Пермь, 1969. Вып. 7 (8). С. 92–96.

Фаткуллин Р. А. Некоторые данные о связи густоты планетарной трещиноватости с неотектоникой (на примере южной части восточного склона Южного Урала) // *Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья*. Уфа: ИГ БФАН СССР, 1976. С. 72–76.

Федоров Б. М. О мезозойских бокситах восточного склона Урала // *БИОИБ*. 1935. № 1.

Фильтрация из водохранилищ и прудов / *С. В. Васильев, Н. Н. Веригин, Г. А. Разумов, Б. С. Шершук*. М.: Колос, 1975. 303 с.

Хабаков А. В. Доюрский рельеф и древняя кора выветривания в южной части Южного Урала // *Изв. ВГО*. 1935. Т. 67. № 2.

Хабаков А. В. К истории геологического развития Улу-Телякского месторождения марганца // *Изв. АН СССР. Серия геол.* 1944. № 4. С. 70–85.

Хоментовский А. С. О возможной роли гипсов в формировании бурогольных месторождений. Оренбург, 1947 (*Труды / Трест ЮжУралуглеразведка*; Вып. 1).

Хоментовский А. С. Образование угольных месторождений во впадинах оседания, связанных со сводами соляных структур краевого прогиба Южного Урала и северо-восточной окраины Прикаспийской низменности // *Спец. вопросы карстоведения*. М.: Изд. АН СССР, 1962. С. 176–182.

Чернухина С. Е. Противокарстовые мероприятия на Куйбышевской железной дороге // *Проектирование строительства и эксплуатации земляного полотна в карстовых районах*. М., 1965. Вып. 8. Транспорт. С. 260–263.

Черныш А. П. Пещера с древними рисунками // *Бюлл. Комиссии по изучению четв. периода*. 1953. № 18.

Чернышев Ф. Н. Записка о прилегающих к Уфе участках Самаро-Златоустовской железной дороги // *Изв. Об-ва Горных инженеров*. СПб, 1897. № 1.

Черняева Л. Е., Черняев А. М., Могиленских А. К. Химический состав атмосферных осадков (Урал и Приуралье). Л.: Гидрометеоздат, 1978. 179 с.

Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии / *Сост. И. С. Шукин*. М.: Советская энциклопедия. 1980.

Чикишев А. Г. Типы карста Русской равнины // *Типы карста в СССР*. М.: Наука, 1965. С. 12–21.

Шакуров Р. К. Сейсмичность Башкирии: исторический взгляд // *Ежегодник–1996 / ИГ УНЦ РАН*. Уфа. 1998. С. 117–120.

Шаров Е. С. Пещера Ф. Ф. Чебаевского // *Пещеры*. Пермь, 1972₁. Вып. 12–13. С. 213.

Шаров Е. С. Хлебодаровская пещера // *Пещеры*. Пермь, 1972₂. Вып. 12–13. С. 214.

Шевченко А. М. Трещины в нижнепермских карбонатных породах южной части Уфимского плато и их значение для развития карста // *Карст Башкирии: Матер. / Респуб. совещ.* Уфа, 1971. С. 44–46.

Шевченко А. М. Подземные воды пермских отложений южной части Уфимского плато в связи с перспективой использования их для водоснабжения. Автореф. дис. ... канд. г.-м. наук / КГУ. Казань. 1974. 31 с.

Шелковская Н. П. К вопросу изучения карста Магнитогорского района в целях водоснабжения // Карст Башкирии: Матер. / Респуб. совещ. Уфа, 1971. С. 39–40.

Шимановский Л. А. Районирование подземных вод Уфимского плато и Юрюзано-Сылвинской депрессии (центральной и северной части) // Докл. / 4-е Всеур. совещ. по физ.-геогр. и экон.-геогр. районированию. Пермь, 1958.

Шимановский Л. А. Формирование и сток карстовых вод Уфимского плато // Гидрогеология и карстование. Пермь, 1966. Вып. 3. С. 111–120.

Шимановский Л. А., Шимановская И. А. Пресные подземные воды Пермской области. Пермь: Кн. изд-во, 1973. 197 с.

Шувалов В. М., Травкин А. И., Мартин В. И. Проблемы инженерной защиты селитебных территорий Южного Приуралья от опасных геологических процессов // Геология и минеральные ресурсы Западного Урала: Тез. докл. / Науч. конф. Пермь, 1993. С. 63.

Шульц С. С. О разных масштабах планетарной трещиноватости // Геотектоника. 1966. № 2. С. 36–42.

Щелинский В. Е. Некоторые итоги и задачи исследований пещеры Шульган-Таш (Каповой). Уфа: ИИЯЛ УНЦ РАН, 1996. 30 с.

Щепетов В. О., Волошенко Э. Г. и др. Крупная пещера на Южном Урале // Пещеры. Пермь, 1965. Вып. 5 (6). С. 114–119.

Юрганов Ю. М., Цоцур В. С. Роль карста в формировании залежей нефти турнейского яруса на северо-западе Башкирии // Карст Башкирии: Матер. / Респуб. совещ. Уфа, 1971. С. 71–72.

Юсупов Б. М., Яруллин К. С., Ишерская М. В. Структура и нефтеносность стратиграфических комплексов Западной Башкирии. М.: Наука, 1974. 182 с.

Якушова А. Ф. Карст и гидротехническое строительство // Карстование. Пермь, 1948. Вып. 4. С. 3–14.

Corbel I. Erosion en terrain calcaire. «Annales de geographie» N 336, 68 aunee, marsavril, 1959.

Kniss V., Smirnov A. The age of the Shulgan-Tash cave // Proceedings of the International conference on Antropogenic impact and environmental changes in Karst/ Studia carsologica, (2). Brno, 1990. P. 96–98.

Martin V. I., Smirnov A. I., Travkin A. I. Principles and methods of karst monitoring (from examples of South Urals and near Urals region) // Proceedings Eighth International Congress International Association for Engineering Geology and the Environment 21–25 September, 1998 (Vancouver) Canada. P. 185–188.

Martin V. I., Travkin A. I., Radaev V. V. The man factors and criteria of the estimations of karst territories stability for construction. Engineering Geology and the Environment. Balrema (Rotterdam), 1997. P. 257–259.

Pulina M. The Eastera Sibirian karst (оттиск из Geographia Polonica), 1968.

Rafikova Z. N., Martin V. I. Activizaiton of karst-suffosion process within the city Ufa and its consequences // Proceedings Eighth International Congress International Association for Engineering Geology and the Environment 21–25 September, 1998 (Vancouver) Canada. P. 2181–2184.

Содержание

Введение (<i>В. И. Мартин, Р. Ф. Абдрахманов</i>)	3
Глава 1. История изучения карста Башкортостана (<i>В. И. Мартин, А. П. Рождественский</i>)	5
Глава 2. Природные условия и факторы развития карста	21
2.1. Климат (<i>Р. Ф. Абдрахманов</i>)	21
2.2. Поверхностные воды (<i>Р. Ф. Абдрахманов</i>)	29
2.3. Рельеф (<i>А. П. Рождественский</i>)	33
2.4. Геолого-тектоническое строение (<i>А. П. Рождественский, В. И. Мартин</i>)	41
2.4.1. Платформенная часть Республики	43
2.4.2. Складчатая область Южного Урала	50
2.4.3. Новейшая тектоника	57
2.5. Трещиноватость горных пород (<i>Р. Ф. Абдрахманов, В. Г. Попов, А. П. Рождественский</i>)	59
2.5.1. Трещиноватость пород платформенной области	60
2.5.2. Трещиноватость пород горно-складчатой области	65
2.6. Гидрогеология карста	69
2.6.1. Гидрогеологическое районирование и стратификация (<i>В. Г. Попов</i>)	69
2.6.2. Карстовые бассейны Волго-Уральской антеклизы и Предуральяского прогиба (<i>В. И. Мартин</i>)	74
2.6.3. Карстовые бассейны Западно-Уральской внешней зоны складчатости (<i>В. И. Мартин</i>)	109
2.6.4. Карстовые бассейны Центрально-Уральского поднятия (<i>В. И. Мартин</i>)	119
2.6.5. Карстовые бассейны Магнитогорского мегасинклинория (<i>В. И. Мартин</i>)	126
Глава 3. Типы и районирование карста Башкортостана (<i>В. И. Мартин</i>)	133
3.1. Типы карста	133
3.2. Районирование карста	163
Глава 4. Практическое значение карста	177
4.1. Проблемы строительства в условиях развития карста	177
4.1.1. Инженерно-геологическая оценка степени устойчивости закарстованных территорий для строительства (<i>В. И. Мартин, А. И. Травкин</i>)	177
4.1.2. Проектирование и строительство на закарстованных территориях (<i>В. И. Мартин, А. И. Травкин</i>)	188
4.2. Карст и проблемы строительства на территории г. Уфы ...	192

4.2.1. Общая характеристика природных условий территории города (Р. Ф. Абдрахманов, В. И. Мартин)	192
4.2.2. Особенности распространения карста (В. И. Мартин, А. И. Травкин)	198
4.2.3. Анализ причин аварийных ситуаций (отказов оснований) с сооружениями, возведенными на закарстованных территориях г. Уфы (В. И. Мартин, А. И. Травкин)	216
4.2.4. Усиление оснований и фундаментов (В. И. Мартин, А. И. Травкин)	226
4.3. Карст и гидротехническое строительство	228
4.3.1. Опыт крупного гидротехнического строительства (Р. Ф. Абдрахманов, В. И. Мартин)	228
4.3.2. Значение карста при строительстве малых водохранилищ и прудов (Р. Ф. Абдрахманов)	237
4.3.3. Типизация речных долин (Р. Ф. Абдрахманов)	242
4.3.4. Эколого-гидрогеохимическая роль прудов в нефтедобывающих районах (Р. Ф. Абдрахманов, В. Г. Попов)	246
4.4. Карст и землетрясения (А. П. Рождественский, А. И. Травкин, Р. Ф. Абдрахманов)	250
4.5. Карст и полезные ископаемые	256
4.5.1. Нефть и газ (В. Г. Попов)	256
4.5.2. Карст и твердые полезные ископаемые (А. П. Рождественский, В. Г. Попов)	261
4.5.3. Минеральные карстовые воды (В. Г. Попов, Р. Ф. Абдрахманов)	264
4.5.4. Карстовые воды как источник водоснабжения (В. И. Мартин)	285
4.6. Карст и сельскохозяйственное освоение территорий (А. П. Рождественский)	292
4.7. Проблема использования палеокарстовых коллекторов для удаления промышленных сточных вод (В. Г. Попов)	294
4.8. Карст и спелеология (А. И. Смирнов, Ю. В. Соколов)	301
4.8.1. Краткая характеристика наиболее примечательных пещер	312
4.8.2. Охрана карстовых пещер	337
Глава 5. Карстомониторинг (В. И. Мартин, А. И. Смирнов, А. И. Травкин)	341
5.1. Принципы организации карстомониторинга	341
5.2. Основные методы ведения карстомониторинга	342
5.3. Современное состояние карстомониторинга	343
Заключение (В. Г. Попов, В. И. Мартин, Р. Ф. Абдрахманов)	348
Литература	354

CONTENTS

Introduction (<i>R. F. Abdrakhmanov, V. I. Martin</i>)	3
Chapter 1. History of karst research in Bashkortostan (<i>V. I. Martin, A. P. Rozhdestvensky</i>)	5
Chapter 2. Natural conditions and karst-forming factors	21
2.1. Climate (<i>R. F. Abdrakhmanov</i>)	21
2.2. Surface waters (<i>R. F. Abdrakhmanov</i>)	29
2.3. Topography (<i>A. P. Rozhdestvensky</i>)	33
2.4. Geologic/tectonic structure (<i>A. P. Rozhdestvensky, V. I. Martin</i>) ...	41
2.5. Rock jointing (<i>R. F. Abdrakhmanov, V. G. Popov, A. P. Rozhdestvensky</i>)	59
2.6. Karst hydrogeology	69
2.6.1. Hydrogeologic zoning and stratification (<i>V. G. Popov</i>)	69
2.6.2. Karst basins of the Volga-Ural Anteklise in the Cis-Ural Trough (<i>V. I. Martin</i>)	74
2.6.3. Karst basins of the West-Ural Folding External Zone (<i>V. I. Martin</i>)	109
2.6.4. Karst basins of the Central-Ural Uplift (<i>V. I. Martin</i>)	119
2.6.5. Karst basins of the Magnitogorsk Megasyntorium (<i>V. I. Martin</i>)	126
Chapter 3. Karst types and zoning in Bashkortostan (<i>V. I. Martin</i>)	133
3.1. Karst types	133
3.2. Karst zoning	163
Chapter 4. Karst practical aspects	177
4.1. Construction problems under karst formation (<i>V. I. Martin, A. I. Travkin</i>)	177
4.1.1. Engineering geological evaluation of karst stability rate ...	177
4.1.2. Design and construction in karst terrains	188
4.2. Karst and construction problems in the city of Ufa	192
4.2.1. General characteristics of natural conditions at the territory of Ufa (<i>R. F. Abdrakhmanov, V. I. Martin</i>)	192
4.2.2. Peculiar features of karst distribution (<i>V. I. Martin, A. I. Travkin</i>)	198
4.2.3. Analysis of emergency causes (failure of foundations) with buildings raised at karst territories in the city of Ufa (<i>V. I. Martin, A. I. Travkin</i>)	216
4.2.4. Strengthening of foundations (<i>V. I. Martin, A. I. Travkin</i>) ...	226
4.3. Karst and hydraulic engineering	228
4.3.1. Practice of large-scale hydraulic engineering (<i>R. F. Abdrakhmanov, V. I. Martin</i>)	228

4.3.2. Karst aspects in constructing small water storage reservoirs and pools (<i>R. F. Abdrakhmanov</i>)	237
4.3.3. Typification of river valleys (<i>R. F. Abdrakhmanov</i>)	242
4.3.4. Ecological-hydrogeochemical function of pools in oil-production regions (<i>R. F. Abdrakhmanov, V. G. Popov</i>)	246
4.4. Karst and earthquakes (<i>A. P. Rozhdestvensky, A. I. Travkin, R. F. Abdrakhmanov</i>)	250
4.5. Karst and natural resources	256
4.5.1. Oil and gas (<i>V. G. Popov</i>)	256
4.5.2. Karst and hard natural resources (<i>V. G. Popov, A. P. Rozhdestvensky</i>)	261
4.5.3. Mineral karst waters (<i>V. G. Popov, R. F. Abdrakhmanov</i>)	264
4.5.4. Karst waters as a source of water supply (<i>V. I. Martin</i>)	285
4.6. Karst and agricultural development of land (<i>A. P. Rozhdestvensky</i>)	292
4.7. Use of paleokarst reservoirs for collecting industrial waste waters (<i>V. G. Popov</i>)	294
4.8. Karst and speleology (<i>A. I. Smirnov, Yu. V. Sokolov</i>)	301
4.8.1. Brief characteristics of the most remarkable caves	312
4.8.2. Conservation of karst caves	337
Chapter 5. Karst monitoring (<i>V. I. Martin, A. I. Smirnov, A. I. Travkin</i>) ..	341
5.1. Karst monitoring organizational principles	341
5.2. Basic methods of karst monitoring management	342
5.3. Karst monitoring present state	343
Conclusion (<i>V. G. Popov, V. I. Martin, R. F. Abdrakhmanov</i>)	348
References	354

Спонсоры:

Министерство по строительству, архитектуре и дорожному комплексу РБ

Западно-Уральский трест инженерно-строительных изысканий

ОАО «Юмагузинское водохранилище»

ГУП ПСЭО «Башводмелиорация»

ООО «Аргон»

КАРСТ БАШКОРТОСТАНА

Рафил Фазылович Абдрахманов

Виталий Иванович Мартин

Владимир Георгиевич Попов

Александр Петрович Рождественский

Александр Ильич Смирнов

Анатолий Иванович Травкин

Рекомендовано к изданию Ученым советом Института геологии и
Уфимского научного центра РАН № 10 от 22 октября 2002 г.

На первой странице обложки: Литологические типы карста и пораженность территории Республики Башкортостан поверхностными карстопроявлениями (Смирнов, 1998).

На первом форзаце: Створ Юмагузинского водохранилища (фото Ф.Ю. Гизатуллина)

На последнем форзаце: Долина р. Белой выше створа Юмагузинского водохранилища (фото Ф.Ю. Гизатуллина)

На последней странице обложки: Скальные выходы известняков нижнего карбона. Широное течение реки Белой. Скала «Чертов палец» (фото Ю.В. Соколова)

Отпечатано в тип. «Информреклама». Тир. 500. Зак.

450077, г. Уфа, ул. Ветошникова, 97. Тел.: (3472) 520–194. E-mail: reklama@ufacom.ru