

**ГИДРОГЕОЛОГИЯ
И
КАРСТОВЕДЕНИЕ**

ПЕРМЬ. 1975

GEOGRAPHICAL SOCIETY OF THE USSR
INSTITUTE OF KARSTOLOGY AND SPELEOLOGY
GORKII UNIVERSITY OF PERM

HYDROGEOLOGY
AND
KARSTOLOGY
N 6

PERM — 1975.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО СОЮЗА ССР
ИНСТИТУТ КАРСТОВЕДЕНИЯ И СПЕЛЕОЛОГИИ
ПЕРМСКИЙ ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ А. М. ГОРЬКОГО

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И КАРСТОВЕДЕНИЕ

ВЫП. 6

ПЕРМЬ — 1975

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

проф. Г. А. Максимович (председатель), проф. И. А. Печеркин, доц. К. А. Горбунова, доц. Л. А. Шимановский, ст. научн. сотр. И. Н. Шестов, Л. Ю. Данилова, доц. А. М. Кропачев, ст. научн. сотр. В. Н. Быков, И. И. Минькевич (ученый секретарь)

Ответственный редактор А. В. Шурубор

КАРСТОВЕДЕНИЕ

*В. Н. Быков***РОЛЬ КАРБОНАТНОЙ МУКИ
В СТРОЕНИИ КАРБОНАТНЫХ
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТОЛЩ**

При проведении инженерно-геологических исследований были установлены дезинтегрированные карбонатные образования, напоминающие муку. Они получили название доломитовой муки, поскольку основной состав ее из первых находений соответствовал доломиту. Позднее была найдена мука существенно кальцитового состава, однако она распространена значительно реже доломитовой.

Доломитовая мука представляет собой [24] под микроскопом скопление очень мелких, обычно сильно изъеденных ромбоэдров доломита.

Доломитовая мука в совокупности с различными карстопроявлениями была изучена автором в «Старом карьере» и в обнажении № 413 (маркировка дана коллективом сотрудников Пермского политехнического института под руководством профессора И. В. Пахомова и О. А. Щербакова) в окрестностях г. Губахи на западном склоне Урала.

«Старый карьер» представляет собой искусственную выемку овальной формы, длиной около 100 м, глубиной 25—30 м. Он имеет выход в южном направлении.

Ранее карьер использовали для добычи камня. Карьер находится на естественном склоне, располагает тремя почти вертикальными стенками: западной и восточной, повышающимися вдоль склона на север, и северной, самой высокой. Слои, вскрытые в карьере, имеют азимут падения СВ 65°, угол падения 20°. Аналогичны элементы залегания слоев обнажения № 413.

В южной части западной стенки карьера вскрыто нарушение типа надвига. Слои на надвиговой стороне имеют азимут

падения 100° , угол падения 30° и представлены известняками буровато-серыми, микрозернистыми, глинистыми, с раковинным изломом, прослоями сланцеватыми, с частыми стилолитами по напластованию, с желваками кремня по наслоению. Поднадвиговые слои падают по азимуту 110° под углом 20° . Они представлены известняками коричнево-серыми микрозернистыми, перекристаллизованными.

Ниже этих известняков залегает слой карстовой брекчии, цементом и основной массой которой является доломит желтовато-серый и серый, тонкозернистый, известковистый. В доломит как-бы погружены остроугольные обломки (40 % породы) известняка серовато-коричневого микрозернистого, разбитые сетью коротких микротрещин; размеры обломков — до 8 см. В большом шлифе видна полая микротрещина, параллельная напластованию, секущая зерна породы, раскрытость ее около 0,02 мм, густота 46,71/м, трещинные пористость и проницаемость соответственно — 0,06 % и 5,1 мд. Доломит перекристаллизован участками до мелкозернистого, между ромбодрама доломита расположены зерна и скопления остаточного кальцита; мелкие участки доломита замещены кварцем (не более 1 %): отмечены зерна фосфата кальция (?). По химическому составу основная порода — доломит известковистый: $\text{CaO} : \text{MgO} = 1,96$, $\text{CuO} = 1,99$ %, R_2O_3 — 0,8 %, в том числе Fe_2O_3 — 0,48 %, ожелезнение с поверхности.

На контакте вышеописанных слоев залегают выветрелые зернистые обломки, пористостью 13,2 %. Закарстовывание привело к превращению пород на контакте в мелкие ожелезненные бурые обломки известняка с микрогустковой структурой. По составу это известняк доломитистый, с рассеянными зернами сидерита. Среди обломков находится желтовато-серая мука следующего состава: $\text{CuO} = 19,71$ %, $\text{CaO} : \text{MgO} = 3,24$ (доломит известковистый), CaSO_4 — 0,15 %, CaCl_2 — 0,09 %, R_2O_3 — 9,02 %, в том числе Fe_2O_3 — 2,69 %.

Ниже брекчии залегает доломитовая толща, прослеживающаяся в западной и северной стенках карьера, дающая обильные развалы и высыпки доломита. В доломите обнаружены интенсивные проявления различных вторичных процессов. Неизменный доломит — светло-серый, желтовато-серый, мелкозернистый, участками и пятнами тонкозернистый, известковистый. Порода представляет собой плотный агрегат зерен и ромбодров доломита, между зёрнами располагается микрозернистый кальцит. $\text{CaO} : \text{MgO} = 1,68$ —1,8; пористость 4,9 %. Неизменных доломитов мало.

В большинстве образцов доломитов видны сиреневого и малинового оттенков прожилки и натеки, обогащенные гид-

роокислами железа и алюминия и часто связанные с секущими трещинками. Отмечены также элементы стилолитов и гнезда молочно-белого кальцита. С поверхности уч асками видны следы скольжения, выполненные волокнистым кальцитом. В одном шлифе наблюдалась кальцитовая трещинка сечением 0,5—0,9 мм с корочкой кальцита. В другом образце — многочисленные секущие трещинки сечением до 4 мм, в центре заполненные кальцитом, часто неполностью, так что образуются вытянутые полости наподобие щелей. Соседние жилки соединены поперечными трещинками. Трещинки (жилки) окаймлены сиреневыми и малиновыми ореолами окислов железа и алюминия. Иногда единичные зерна доломита замещены ангидритом, между зернами отмечено буровато-серое вещество — проявление ожелезнения — или глинистая пленка, являющаяся продуктом выветривания. По отдельным зубчатым стилолитам образуются поры растворения. В доломите встречены друзы кальцита, кристаллы в которых расположены гирляндами. При разрушении доломитов, обогащенных полудюрными окислами (R_2O_3), на поверхности их образуется зеленоватый и малиновый порошок следующего состава: $C_{\text{но}} = 42,16$, $CaO : MgO = 3,52$ (доломит известковистый), $R_2O_3 = 21,8\%$, $Fe_2O_3 = 5,07\%$; отмечены большие потери при прокаливании и наличие калия (качественная реакция).

Сильно выветрелый доломит равномерной малиновой окраски, пропитанный раствором окислов железа и алюминия, при пористости 9,3 % имеет $C_{\text{но}}$ равное 9,43 %, $R_2O_3 = 3,17\%$, из них $Fe_2O_3 = 0,6\%$, остальное — Al_2O_3 (боксит?).

В доломите тонкозернистом с остаточным кальцитом (до 20 %) в шлифе видны поры размерами 0,07—0,1 мм и каверны (1—1,5 мм), расположенные между зернами доломита — это результат закарстовывания. В некоторых образцах имеются каверны, заполненные кальцитом, иногда частично или с отдельными крупными кристаллами кальцита. Нередко доломиты перекристаллизованы с образованием мелко-средне-зернистых разновидностей. Все эти доломиты, по-видимому, метасоматические, напоминают серпуховские доломиты Осинского месторождения и, вероятно, также имеют верхневизейский (серпуховский) возраст.

Выше доломитовой толщи залегает комплекс почти немых толстослоистых известняков башкирского облика, с редкой фауной Chaetetes одиночных кораллов, брахиопод, в том числе Choristites, что указывает на среднекаменноугольный возраст. Участками известняк расланцован, в одном из слоев отмечены крупные натёки (гнезда) кальцита.

В верхней половине комплекса — метровый прослой более

темного доломита. В восточной стенке карьера под доломитовым слоем видна четырехъярусная пещеристая система. Одна из пещер имеет длину 2,2, высоту 1,15, видимую глубину 1,9 м. Верхняя и нижняя поверхности пещеры проходят по стилолитам, выполненным микрозернистым кальцитом.

Объект закарстовывания — известняк серый, мелкофораминиферовый, плотный, по химическому составу — чистый, с небольшой примесью гидроокислов железа. В стенках пещеры — более выветренный известняк, по структуре представляющий среднезернистый известняковый раковинный песчаник. В еще более выветрелом состоянии он становится пористым (пористость 14,3 %), рыхлым, с кавернами. Здесь же найдена брюшная створка *Choristites*. На дне и в дальней стенке пещеры доломитовая мука желтовато-серая $\text{CaO} : \text{MgO} = 1,63$, R_2O_3 — 0,66, Fe_2O_3 — 0,35 %, в ней — обломки известняка доломитового, сильно пористого (пористость 34,4 %), с каверночками и гнездами кальцита. $\text{CaO} : \text{MgO} = 4,5$ —4,65, т. е. это переходная разность от известняка к доломитовой муке.

Мука целиком заполняла все полости, которые соединены между собой микротрещинами или карстовыми каналами. Она обладает высокой степенью отсортированности (табл. 1). При рассмотрении под биноклем видно, что мука состоит из отдельных целых кристаллов или зерен, иногда со слегка корродированными или закругленными гранями. Встречены регенерированные кристаллы — с наростами.

Ниже слоя с пещерами залегает слой известняка серого детритово-шламового, перекристаллизованного, плотного с единичными округлыми порами размерами 0,07—0,1 мм и с пятнистым ожелезнением по слою. Описанный слой служил водоупором при закарстовывании.

Масс-спектрометрические определения * отношения стабильных изотопов углерода $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$, выраженные в значениях ΔC^{13} , показали различную степень изотопного смещения во вмещающих известняк и в карстовых образованиях погребенных пещеристых полостей «Старого карьера» [2]. Изотопный состав вмещающих известняков непостоянен и колеблется как в сторону уменьшения, так и увеличения изотопа C^{13} , причем ΔC^{13} изменяется от +0,06 до -0,25, что отражает не только условия седиментации, но и закарстовывание известняков. Для кристаллов кальцита, выполняющих полости, значения ΔC^{13} составляют 0,05—0,45, отражая влияние экзогенных процессов. Эти данные согласуются с показаниями изотопного

* Анализы любезно выполнены в МИНХ и ГП [Москва] под руководством доктора геолого-минералогических наук Э. М. Галимова.

смещения в доломитовой муке карьера: $\Delta C^{13} = - 0,55$. Натечные образования современного карста в обнаруженной нами пещере, вскрытой в «Новом карьере», также характеризуются отрицательным изотопным смещением, однако уменьшение значения ΔC^{13} составляет только 0,29.

Таким образом, исследование карстовых образований в «Старом карьере» убедило нас, во-первых, в том, что мы имеем дело как с современным, так и с древним карстом (доломитовая мука в пещеристых полостях), во-вторых, в том, что процесс образования муки многофазный; между исходной карстующей породой и мукой имеется целый ряд структурно-генетических образований, которые в общем виде будут рассмотрены позднее.

Формы нахождения карбонатной муки разнообразны. Назовем их в порядке морфо-генетического ряда (само же образование их рассмотрим позднее) (табл. 1).

Таблица 1

Морфо-генетический ряд карбонатной муки



Толщина налетов муки на стенках полостей измеряется, по наблюдениям автора, десятными долями миллиметра.

Мощность отложений карбонатной муки, образующих самостоятельные скопления, составляет от единиц сантиметров до 100 м. Максимальная мощность отмечена [22] в Приморье в области развития доломитизированных известняков и мраморизированных доломитов. Доломитовая мука здесь образует своеобразную верхнемезозойскую кору выветривания.

Прослои доломитовой муки вскрыты скважинами в верхнекаменноугольных известняках в пределах долины р. Клязь-

мы близ г. Коврова [25], в северной части Окско-Унинского вала [4], в девонских отложениях северной Литвы [27], Доломитовая и известковая мука выполняет поры, каверны и пещеристые полости на Урале и в платформенной части Предуралья в зоне глубинной циркуляции карстовых вод [8], в верхнепалеозойских отложениях Среднего Поволжья [18]. Каверны в массивных доломитах верхнеангарской подсквиты Нововоскресенской структуры в Иркутской области в большинстве случаев выполнены железисто-известковистой мукой и глиной. Иногда стенки каверн инкрустированы кристаллами кальцита белого или желтого цвета [16].

Подчеркнем, что парагенетическое нахождение карбонатной муки с глинистыми продуктами не редкое явление в природе. Причем такое соотношение характерно как для обнажений карбонатных пород, так и для глубинного их залегания. Оба случая наблюдались нами в обнажениях на Урале и в 1955 г. в керне опорной Советской скважины (Кировская область, с. Петропавловское).

Карбонатная мука встречается в двух обстановках: 1) на поверхности карбонатных пород и 2) в глубине карбонатных отложений или карбонатного массива.

В первом случае она является компонентом коры выветривания или образует ее полностью. В Саратовском Заволжье в районе Пугачевских и Ивантеевских поднятий залегает кора выветривания, перекрывающая каменноугольные и пермские породы [1]. Она отнесена к триас-лейасу. Кора латеритного типа, образована за счет палеозойских карбонатных пород. Ее составляют известняковые рыхляки, известковая мука и пестроцветный элювий. Кора приурочена к древним положительным формам рельефа. Примечательно, что отрицательные формы рельефа, представленные древними впадинами и карстовыми депрессиями (очевидно, воронками и котловинами), заполнены только пестроцветными отложениями, которые включают песчано-глинистые породы с прослоями землистого угля и темных углистых глин.

Во втором случае, когда карбонатная мука залегает внутри карбонатной толщи (массива), она образует самостоятельные геологические тела, или включения. Мощность прослоев, или линз, муки обычно не превышает нескольких метров, в то время как на поверхности карбонатных пород в составе коры выветривания мощность достигает десятков и даже 100 м.

Генезис карбонатной муки сложен и представляет собой, на наш взгляд, многофазный карстовый процесс с двумя самостоятельными ветвями.

В первой ветви образование муки происходит в субэаральной обстановке при периодическом увлажнении в гидродинамических зонах карстовых вод поверхностной, вертикальной нисходящей и переходной циркуляции. Нам удалось проследить стадии образования карбонатной муки в природных условиях не только в «Старом Карьере», но и по современным карстовым явлениям в обнажении № 413. Стенки обнажения с мукой экспонированы так, что исключается прямое попадание на них потоков дождевой или поверхностной воды. В слое 4 (серпуховский надгоризонт) имеется карстовая ниша, размерами $3 \times 1,5 \times 2$ м. Возможно, она связана с зоной дробления, реликты которой в виде скоплений обломков кремнистых ($C_{\text{но}} = 9,2\%$) ожелезнённых пород видны рядом с нишей. На поверхности обломков имеются корочки желтого выветрелого кальцита. Стенки ниши также сложены мукоподобным известняком желтоватого цвета. Через 2—3 см он сменяется обычным мелкозернистым светло-серым плотным известняком. На дне ниши — высыпка карбонатной муки, обогащенной магнием. В 200 м вверх по течению р. Косвы СЛОЙ 5 частично подвергнут эрозии при колебании уровня реки. Доломит в одной из прослоев рыхлый, песчаниковидный. Пористость его 8,3%; проницаемость 14,5 мд. По составу — это доломит известковый ($\text{CaO} : \text{MgO} = 2,5$).

В лесчаниковидном доломите развиты пещеры по тектоническим круто наклоненным трещинам, разделенные перегородками. На дне пещер найдена известковая мука: $C = 8,56\%$, полуторных окислов — 5,26%, большие потери при прокаливании.

В слое 6, представленном серым известняком, проходят трещины, выполненные мелкокристаллическим кальцитом. По ним развиты пещеристые полости, которые образовались за счет выщелачивания кальцита — исполнителя трещин — и вмещающего их известняка. В полостях сохранился налет желтоватого мукообразного кальцита. На отдельных участках трещин наблюдается переход кальцита в мукообразную массу, распадающуюся при надавливании ножом на пылеватые комочки. Под бинокляром их строение сходно с мукой из «Старого карьера». Наиболее закарстованные участки слоя обогащены нерастворимым остатком — до 8,34%, R_2O_3 — 5,04%. Состав таких образований сходен с составом известковой муки из слоя 5 (известняк кремнисто-глинистый, ожелезнённый).

Процесс выщелачивания кальцита при карсте в условиях выветривания захватывает все большие участки. Образуется

локально каверновый коллектор. Часть каверн и пещеристых полостей заполнена мукой из ромбоздров доломита. Так, в известняке галена в штате Иллинойс пещеристые полости до 5 см в поперечнике заполнены частично доломитовой мукой. Некоторые полости свободны, так как имеются условия для выноса муки.

При выветривании образование доломитовой муки начинается с периферийных участков карбонатного массива. Хорошо это заметно на примере разрушения береговых обнажений Камских водохранилищ [12], где доломиты и доломитизированные известняки превращаются в доломитовую или карбонатную муку. В. Н. Соловьев [19] описал карманообразное залегание доломитовой муки, в центре которого был останец первичной породы. Он имел плотное ядро, при удалении от которого порода становилась все (более рыхлой, и наконец, переходила в муку.

Мука образуется в современных условиях непосредственно на поверхности обнаженных карстующихся пород в виде площадных образований. Модель такой древней коры выветривания, представленной мукой, можно видеть в описании Н. Г. Чочиа [23] доломитов и доломитизированных известняков, слагающих низьвенскую свиту протерозоя в Колво-Вишерском крае. Обычно слоистые и искристые на свежих расколах, породы на поверхности переходят в характерную, рыхловатую оболочку, перекрывающую слои. Крупные залежи доломитовой муки в пределах древней коры выветривания вскрыты в верхнем карбоне Русской платформы [13].

Превращение породы в агрегат разобщенных зерен в зонах поверхностной вертикальной нисходящей и переходной циркуляции карстовых вод происходит за счет выноса карбонатов. Причем, по нашим данным (табл. 2), основной объем выносимого вещества падает на кальцит, поскольку мука обогащена магнием, по сравнению с основной породой. Это также подтверждают результаты полевых и лабораторных исследований сильно измененных и скальных пород доломитовой пачки Айова-Фолс (миссисипские отложения) в штате Айова [28]. Установлено, что при общем выносе карбонатов кальцит выщелачивается в два раза быстрее доломита, который концентрируется в форме доломитовой муки. Процесс сопровождается уменьшением плотности пород и их прочности и возрастанием пористости, проницаемости и радиуса полостей в исходной породе.

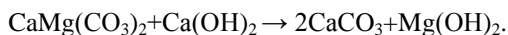
Во второй ветви карбонатная мука образуется в условиях полного насыщения породы карстовыми водами зоны горизонтальной циркуляции. Именно этим обстоятель-

ством объясняются случаи нахождения муки ниже поверхностей перерыва в осадконакоплении во многих районах. Во второй ветви реализуется весь морфогенетический ряд, указанных выше (табл. 1), за исключением последнего его члена — «толщи», свойственного только коре выветривания. Морфогенетический ряд отображает (постепенность развития карста при образовании карбонатной муки. Причем постепенность выражена не столько во фронтальности продвижения процесса, сколько в стадийном охвате объема преобразуемого и новообразованного вещества.

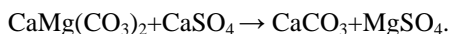
Как в первой ветви, так и во второй мука формируется за счет преимущественного выщелачивания кальцита, что объясняется (Течерин, 1970) идиоморфной структурой доломитов и большой кристаллизационной способностью минерала доломита. Переход доломитов в мучнистое состояние в прошлом часто рассматривался как результат прошедшей до конца метасоматической доломитизации. Вряд ли такую точку зрения следует считать состоятельной для всех случаев нахождения и образования муки, многообразие которых показано нами в настоящей статье.

Доломитовая мука встречена и в метасоматических доломитах и в седиментационных. Метасоматическая доломитизация лишь один из путей образования доломитовой муки. Последняя может быть обязана своим появлением процессу раздоломичивания. По мнению В. Г. Михлаева [11], раздоломичивание всегда сопровождается выщелачиванием доломита и образованием доломитовой муки. Как при раздоломичивании, так и при образовании доломитовой муки имеет место растворение доломита, но в первом случае растворенные частицы заменяются отложенным кальцитом, а во втором — ничего не образуется.

О. Хеннинг и Б. Герстнер [26] изучили экспериментально процесс раздоломичивания доломитовой муки путем взаимодействия ее с водой, обогащенной растворенным известковым веществом. Длительность эксперимента 1—112 суток. После его завершения суспензия доломита изучалась с помощью химического анализа, ИК — спектрометрии и рентгенографии. Экспериментаторы считают, что раздоломичивание происходит по следующей схеме:



Многие исследователи признают, что в природных условиях раздоломичивание связано с обратной реакцией Гайддингера



На основании изложенных фактов процесс образования доломитовой и кальцитовой муки можно представить в виде следующей общей схемы. 1) Их формирование возможно в любой пористой, кавернозной, пещеристой или трещиноватой породе. 2) Необходимым условием образования муки является медленное периодическое или постоянное увлажнение поверхностными или подземными внеуроловыми водами. 3) В ее создании участвуют и агенты выветривания. Из них важное значение имеет, вероятно, колебание суточных температур, так как 4) образование муки происходит в гидродинамических зонах карстовых вод поверхностной, вертикальной нисходящей, переходной, горизонтальной и глубинной циркуляции. 5) Для доломитовой и кальцитовой муки характерно нахождение *in situ* *. Автохтонность предопределяет и вполне объяснимые условия образования муки. Она возникает в участках карбонатного массива, где движение карстовых вод сильно замедлено по сравнению с фоновыми значениями скорости. 6) Причем поступающая влага не может вынести во взвешенном состоянии из таких карстующихся участков дезинтегрированные кристаллы и зерна из-за небольших количеств воды и малых ее скоростей. 7) Переход кальцита и реже — доломита в растворенное состояние регулируется почти постоянным перенасыщением раствора, которое временами сменяется кратковременным недо насыщением. 8) В период смены значений карбонатной емкости происходит частичное выщелачивание, которое затрагивает преимущественно структурные связи кристаллической (зернистой) породы и лишь слегка разъединяются кристаллы. 9) Перенасыщение иногда сопровождается регенерацией зерен, образуются небольшие наросты. 10) Желтоватая окраска муки, отличающаяся от цвета вмещающей породы, объясняется наличием гидроокислов железа, появление которых вполне закономерно, учитывая геохимическую характеристику гидродинамических зон образования муки. 11) Образование муки начинается со стенок полости. 12) Доломитовая мука и переходные разности к ней от исходной породы в результате закарстовывания обогащаются нерастворимым остатком и полутормными окислами.

Возможность образования искусственной доломитовой

* Это условие не всегда выдерживается, особенно при образовании муки в приповерхностных условиях. М. С. Кавеев и В. Е. Левицкий [7] считают, что карстово-суффозионные каналы в низовьях реки Казанки возникли за счет превращения верхнепермских карбонатных пород в муку и перемещения ее инфильтрационными водами по тектоническим трещинам в нижележащие карстовые пустоты.

Таблица 2

**Структурно-генетический ряд карстового преобразования
скальных карбонатных пород**

Порода и тип карстовых образований	Основной процесс (стадии закарстовывания)	Пример	Литературный источник
Скальная карбонатная порода с первичной пористостью	Исходная порода		
Скальная кавернозная (пещеристая, кавернозно-пещеристая, пещеристо-кавернозная), пористая с доломитовой мукой	Выщелачивание	Урал, обнажение 413, средний карбон	Автор
Карбонатная порода кавернозная, пещеристая, кавернозно-пещеристая, пещеристо-кавернозная, с ослабленными структурными связями (рухляк)	Дезинтеграция	Западные районы Узбекской ССР, келлолей — оксфорд	З. С. Ибрагимов, П. У. Ахмедов, 1971; автор
Доломит рыхлый, кристаллического сложения	Дезинтеграция	Урал, разрез «Джежим — Парма» серпуховский надгоризонт	Н. Г. Чочиа, 1955
Доломит рыхлый землистого сложения	Дезинтеграция	р. Западная Двина, Витебские пороги, верхний девон	Н. М. Болотина, Д. С. Соколов, 1954
Доломитовая мука (песок)	Аккумуляция	Урал, Губаха, старый карьер, средний карбон	Автор
Брекчия доломитизации	Цементация	Дербишир (Англия), карбон	Ford, 1969
Доломит песчановидный	Цементация	Пермская обл., Бородулинская опорная скв., верхнефранский подъярус; Таныпское месторождение, фаменский ярус	Е. Н. Ларионова, В. Н. Тихомирова
Кальцитизированный доломит. Известняк раздоломичивания	Замещение	Белорусская ССР, Осташковичское месторождение, фаменский ярус, межсолевые отложения	Д. С. Загорская, Ю. И. Марьенко, 1970

муки в пористых доломитах экспериментально доказана Н. В. Родионовым (1947, 1958).

Таким образом, доломитовая мука (в дальнейшем будет идти речь только о ней, поскольку она наиболее распространена в природе) является продуктом закарстовывания и разрушения доломитизированных известняков и доломитов. Многие исследователи [14, 9, 3, 6] отмечали, что при ее образовании происходит нарушение структурных связей. Скальная порода разрушается с превращением в рыхлую обломочную или мучнистую массу — в случае исходной карбонатной породы неоднородного минералогического состава (известковистые доломиты, доломитизированные известняки, загипсованные карбонатные породы). Скальная однородная порода с системой незамкнутых, сквозных пор и каверн распадается на отдельные составляющие ее элементы с образованием оолитовых и фузулиновых песков, доломитовой муки.

Доломитовая мука является лишь одним из элементов структурно-генетического ряда карстового преобразования скальных карбонатных пород (табл. 2).

Как видно из таблицы, между скальной карбонатной породой и конечными продуктами ее закарстовывания — доломитовой мукой и остаточной глиной — имеются промежуточные образования, которые представляют большой интерес для геологов-нефтяников. Это — кавернозные (пещеристые, кавернозно-пещеристые, пещеристо-кавернозные) породы с ослабленными связями. В геологической литературе их иногда называют «рухляк». Такие породы автор наблюдал в Каршинском разведочном тресте (г. Карши) и в геолого-разведочной экспедиции Бухаровского разведочного треста (ст. Караул-Базар, Узбекская ССР). Породы слагают эффективную часть разреза и на многих площадях промышленно-нефтеносны. Почти аналогичным строением обладают доломиты рыхлые, кристаллического сложения. Они рассыпаются при надавливании рукой. Пористость их ниже, чем кавернозных, но они также являются коллекторами нефти и газа.

Слои доломитовой муки, пропитанные растворами бикарбоната кальция и взаимодействия с ними при соответствующих условиях (низком парциальном CO_2), преобразуются в полную твердую породу. Цементом в ней служит новообразованный кальцит, обычно мелкокристаллический. Известны и крупные кристаллы кальцита, цементирующие зерна доломита. Доломитовые песчаники как коллекторы изучены слабо.

Г. И. Теодорович [20] в общей краткой классификации

всех коллекторов среди «рыхлых поровых коллекторов» выделил «карбонатные (доломитовая мука и рыхлые доломиты) — редкий тип». Причем он дал следующий комментарий:

«В природе известны рыхлые доломиты, доломитовая мука, реже — известковая мука, (особенно последняя) имеют ограниченное распространение, будучи связаны с процессами древнего или современного карстообразования». Открытия последних лет в Бухаро-Каршинской нефтегазоносной области показывают, что эти коллекторы не являются столь редким типом. Они недостаточно изучены из-за ничтожного выноса зерна, вследствие слабой связанности элементов породы. Доломитовая мука в открытых полостях в керне размывается и вымывается промывочной жидкостью, нагнетаемой при бурении скважин при давлениях свыше 100 ат. Но даже и при таких неблагоприятных обстоятельствах в нефтяных районах нашей страны обнаруживают прослой и включения доломитовой муки и карбонатного песка.

В Кобыстане с доломитами чокракского и караганского горизонтов, сарматского и меотического ярусов связан ряд выходов нефти и закирований. Жидкая или кирообразная нефть часто заполняет замкнутые пустоты, трещины и другие полости. Иногда в замкнутых пустотах содержится коричневатое рыхлое вещество (доломитовая мука — В. Б.), напоминающее тонкозернистый нефтеносный песок.

На Северном Кавказе и Предкавказье в периферийных частях биогермов и особенно в их шлейфах — в массивах верхней юры и валанжинского яруса развиты значительные пористость и кавернозность [10]. С этими же участками сопряжена вторичная доломитизация, местами с разрушением первоначальной породы до доломитовой муки.

Карбонатная мука встречена в юрских отложениях нижней части осадочного чехла Березовского района Западно-Сибирской низменности [27]. Продуктивный пласт П сложен чередованием карбонатных и некарбонатных зеленовато-серых песчаников с небольшими прослоями аргиллитов. Количество карбонатов увеличивается в верхней части за счет появления в основном мелкообломочных ракушников. Они несут следы очень активной перекристаллизации и особенно выщелачивания с образованием в некоторых случаях карбонатной муки.

Многочисленные находения карбонатной муки и песка установлены в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Укажем некоторые из них.

В Татарской АССР, в намюрских отложениях зафиксирован [5] карбонатный песок, заполняющий полости.

В западной части Волго-Уральской провинции большие толщи отложений превращены в доломитовую муку [15]. Донеогеновый и отчасти антропогенный размыв поверхности палеозойских пород способствовал развитию карста в карбонатных и гипсо-ангидритовых породах казанского яруса и сакмаро-артинских отложений. Выше подошвы зоны закарстовывания породы обращены в доломитовую муку. Такая форма карстопроявления привела к существенному, в одних случаях, и к некоторому, в других, искажению тектонической структуры верхних горизонтов по отношению к нижезалегающим.

Наиболее значительное смещение сводов поднятий по верхнему структурному плану установлено на Покровской, Чапаевской и Краснополянской площадях. На Серноводской площади, например, смещение свода по кровле нижнеказанского подъяруса достигает 10 км. На других площадях (Верхне-Услонской, Камско-Устьинской, Радаевской, Серноводской) смещения невелики. На Серноводской площади структура образует более крутой наклон за счет закарстовывания и выноса карбонатов на крыльях структуры.

Форму структуры верхних горизонтов определяет подошва зоны выщелачивания (закарстовывания), параллельно которой располагаются эти горизонты в результате последующего их обрушения. Л. Н. Розанов, вслед за геологами треста Куйбышевнефтегазразведка, называет такие структуры «структурами, связанными с карстовыми обрушениями». Подобные структуры выделяют также П. А. Софроницкий и К. С. Шершнев в Пермской области.

Доломитовая мука, точнее ее прослой, приобретают практический интерес и в связи с разработкой нефтяных месторождений, как например, Кулешовского. По данным электрического каротажа, в продуктивной части пласта А₄ залегают маломощные (3—5 м) прослой низкого сопротивления, хорошо прослеживающиеся по площади. Пористость прослоев, согласно расчетам по НГК, очень высокая. По керновым данным, они представлены доломитами, разрушенными до состояния муки.

Анализ промыслово-геофизических и геологических материалов показал, что прослой доломитов с доломитовой мукой непроницаемы. Характер их распределения в нефтеносном горизонте в значительной степени определяет картину обводнения залежи при ее эксплуатации, так как прослой играют роль гидродинамических барьеров при движении вод. Наличие уплотненных разностей карбонатных пород не оказывает определяющего влияния при обводнении пласта.

Есть основания полагать, что на Осинском месторождении в Пермской области в отложениях башкиро-визейского возраста на локальных участках имеются карбонатные породы, содержащие доломитовую муку. Такой вывод можно сделать по результатам комплексного анализа кривых радиокаротажа и микрозондирования: по НГК, породы с предполагаемым наличием доломитовой муки имеют характеристику высокоемкого коллектора, а по кривым микрозондирования, они непроницаемы. Глинами эти породы не могут быть, так как, по кривой ГК, естественная радиоактивность их низкая. Указанные прослои пород служат разделами между проницаемыми зонами.

Таким образом, доломитовая мука, являясь одним из элементов структурно-генетического ряда преобразования скальных карбонатных пород, может оказывать существенное влияние на строение нефтяных залежей.

Институт карстоведения и спелеологии

ЛИТЕРАТУРА

1. Бгатов В. И. Пестроцветные отложения Саратовского Заволжья. Уч. зап. Саратовск. ун-та, 1953, 38.
2. Быков В. Н., Звягин Г. А., Сумароков С. Д., Данилова Л. Ю. Формы проявления древнего карста на западном склоне Среднего Урала. Вопросы карстоведения. Пермь, 1969.
3. Варфоломеева О. Об эволюции вертикальных карстовых каналов в долине р. Даугава Латвийской ССР. Zatu PSR Zinatu Akad. vestis, Изв. АН Лат. ССР, 1966, № 1.
4. Галошин О. А. Геолого-тектонические предпосылки развития карста в северной части Окско-Цнинского вала. В сб.: «Материалы к научно-техн. конференции инжен. изыскан». М., 1967.
5. Кавеев М. С. Методика инженерно-геологических исследований карста. Методика изучения карста, вып. 7. Пермь, 1963.
6. Кавеев М. С. Продолжительность существования и возобновляемость карстовых провалов. «Тр. Геол. ин-та (Казань)». 1967, вып. 7.
7. Кавеев М. С., Левицкий В. Е. Карстово-суффозионные каналы в низовьях долины р. Казанки. Изв. ВГО, т. 98, вып. 2, 1966.
8. Лушников Е. А. О зональности геодинамических процессов. Гидрогеология и карстоведение, вып., 2, Пермь, 1964.
9. Максимович Г. А. Основы карстоведения, том 1, Пермь, 1963.
10. Михайлова М. В., Соловьев А. В. К вопросу о типах карбонатных коллекторов Северного Кавказа и Предкавказья. Тр. ВНИГНИ, вып. 34, Гостоптехиздат, Л., 1961.
11. Михлаев В. Г. К вопросу о происхождении доломитовой муки. Сб. научн. тр. Криворожского горнорудн. ин-та, 1961, вып. 11.
12. Печеркин И. А. Гидродинамика побережий Камских водохранилищ. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. доктора геолого-минер. наук, Пермь, 1968.
13. Пичугин Н. С. О генезисе доломитовой муки в палеозойских отложениях Русской платформы. Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород, М., 1966.

14. Родионов Н. В. Некоторые закономерности карста в карбонатных породах. Тр. лабор. гидрогеологических проблем, т. 3, 1948.
15. Розанов Л. Н. История формирования тектонических структур Башкирии. УФНИИ, Гостоптехиздат, М., 1957.
16. Ромашова М. Г. Опыт изучения макротрещиноватости горных пород (по данным Нововоскресенской структуры в Иркутской области). Тр. ВНИГНИ, вып. 121, Гостоптехиздат, Л., 1958.
17. Саваренский Ф. П. Остаточная глина из доломитовой муки верхнего карбона Самарской луки. ДАН СССР, т. 44, № 8, 1944.
18. Селивановский Б. В., Каштанов С. Г. Карст Среднего Поволжья. «Уч. зап. Казанск. ун-та», 121, № 3, 1961.
19. Соловьев Н. В. Исследования по вопросу происхождения доломитовой муки в районе строительства Куйбышевской плотины. ДАН СССР, т. 30, № 6, 1941.
20. Теодорович Г. И., Павлова Н. Н., Безбородова И. В. Новые методы исследования трещинных коллекторов нефти и газа. Тем. научн.-техн. обз. Сер. Нефтегазовая геология и геофизика, ВНИИОЭНГ, М., 1970.
21. Филиппов Б. В. Типы природных резервуаров нефти и газа, «Недра», 1967.
22. Финько В. И., Коренбаум В. С., Колбин М. Ф. О древних корях выветривания Приморья. В сб.: «Кора выветривания», вып. 6, М., Изд-во АН СССР, 1963.
23. Чочиа Н. Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 91, 1955.
24. Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, 1958.
25. Якушова А. Ф. Карст и гидротехническое строительство. Карстоведение. Тр. Перм. карстов. конф., вып. 4, Пермь, 1948.
26. Henning Otto, Gerstner Bernd. Über das Verhalten von Dolomit in Kalkwasser. «Wiss. Z. Hochschule Archit. und Bauwesen Weimar», 1969, 16, N 1.
27. Narbutas V. The ancient karst phenomena in Devonian deposits of North Lithuania. «Collected papers XXI Session Internat. Geol. Congress». Vilnius, 1960.
28. Simon D. E., Elreell J. H., Sendlein L. V. A., Lemish G. Measurement of physical and chemical changes induced during weathering of a carbonate rock unit. «Proc. Iowa Acad. Sci., 1969. Vol. 76». De Moines, Iowa, 1970.

Г. А. Максимович, И. М. Тюрина

РОДЬ КАРСТА В ФОРМИРОВАНИИ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ И ГАЗА ФЕРГАНСКОЙ МЕЖГОРНОЙ ВПАДИНЫ

Карстовые коллекторы нефти и газа развиты в различных геотектонических обстановках. Интенсивность карстовых процессов, а следовательно, и емкость, проницаемость карбонатных коллекторов зависят от тектонической нарушенности

пород, длительности инфильтрационно-инфлюационных этапов гидрогеологических циклов, литологического состава пород, гидрохимических и гидродинамических условий в пределах карстующегося массива и других факторов. Ранее нами были освещены карстовые коллекторы нефти и газа отдельных месторождений восточной окраины Русской платформы, Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена, эпигерцинской Туранской плиты и Предкавказского передового прогиба [8]. В данной работе, по литературным материалам и на основании личных исследований нефтегазоносных отложений, авторами охарактеризовано влияние карстовых процессов на формирование карбонатных коллекторов Ферганской впадины.

Впадина является крупнейшей отрицательной структурой Тянь-Шаня. На севере она ограничена Кураминским и Чаткальским хребтами, на востоке — Ферганским, на юге — Туркестанским. Длина впадины около 450, а ширина 190 км

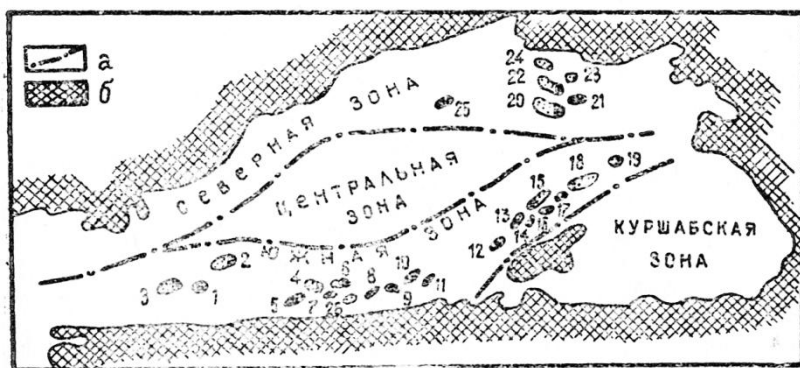


Рис. Обзорная карта месторождений нефти и газа Ферганской межгорной впадины по Г. А. Габриэлянцу [3]: а — граница основных тектонических элементов; б — палеозойское обрамление впадины. Месторождения: 1 — Сельрохо (КИМ); 2 — Рават; 3 — Каннибалам; 4 — Северный Сох; 5 — Чонгара-Гальча; 6 — Северный Риштан; 7 — Сарыкамьш; 8 — Чаур-Яркутан; 9 — Чимион; 10 — Ханкыз; 11 — Восточный Ауваля; 12 — Западный Палванташ; 13 — Палванташ; 14 — Ходжаосман; 15 — Андижан; 16 — Шарихак-Ходжибад; 17 — Бостон; 18 — Южный Аламышик; 19 — Чангырташ; 20 — Избаскент; 21 — Восточный Избаскент; 22 — Майлису IV; 23 — Майлису III; 24 — Кызылалма; 25 — Наманган; 26 — Сарыток

(рис. 1). Основными тектоническими элементами — структурами второго порядка — являются Северный и Южный борты и Центральный грабен. Борты имеют ступенчатое строение. По дизъюнктивным нарушениям они уступами погружаются

к центральной части. Впадина выполнена мощным комплексом осадочных мезокайнозойских отложений, залегающих на интенсивно дислоцированном палеозойском фундаменте, глубина которого в центре впадины достигает 8—10 км. Наибольшая вскрытая мощность осадочного чехла в пределах Ферганской впадины составляет 5 500 м [3,10,11].

Осадочный чехол сложен триасовыми, юрскими, меловыми, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями. Терригенные отложения преобладают в осадочном разрезе. Карбонатные породы, отмеченные, главным образом, в меловых и палеогеновых отложениях, составляют 3—4 % мощности осадочного чехла.

Нефтегазоносными являются все отложения, кроме триасовых. Для палеогеновых туркестанских, алайских и бухарских известняков и доломитов (V—VIII продуктивные горизонты) характерны нефтяные залежи, залегающие в основном на глубине до 1400 м [3]. В меловых карбонатных отложениях карбонатно-глинистой и льяканской свит (XVI—XVIII продуктивные горизонты)—преобладают газовые и газоконденсатные залежи. Основные запасы нефти Ферганской нефтегазоносной области приурочены к палеогеновым отложениям.

Для выяснения условий формирования карбонатных коллекторов нефти и газа необходимо знание палеотектонических палеогеографических, палеогидрогеологических обстановок.

В истории тектонического развития Ферганской впадины выделяется три крупных этапа: геосинклинальный, платформенный и орогенный. Платформенное развитие Ферганы началось в триасовый период и завершилось в нижнеолигоценное время. В начале платформенного этапа господствовали континентальные условия. Начавшееся в готеривский век опускание территории привело к трансгрессии моря из района Южно-Таджикской депрессии. В северной Фергане была суша. На юге и на западе Ферганской впадины накапливались льяканские (альб) известняки. В восточных районах в отложениях этого возраста присутствуют в значительных количествах глины и алевролиты. Общая мощность отложений льяканской свиты составляет 25—212 м, карбонатов — до 80—90 м [2].

Начало поздне меловой эпохи характеризовалось повсеместными восходящими движениями. Континентальный режим продолжался в течение сеноманского века. Карбонатные отложения закарстовывались [5]. В начале туронского века в результате резкого усиления нисходящих движений море трансгрессировало с юга через Алайский пролив. Вдоль юж-

ного борта впадины накапливались органогенные и хемогенные известняки карбонатно-глинистой (устричной) свиты. В северо-восточных и северных районах отлагались грубообломочные породы. В позднегуронское время поднятие территории привело к накоплению алевроито-песчанистых пород яловачской свиты.

В сенонское время произошла новая трансгрессия моря, охватившая почти всю впадину. Отлагались мелководные карбонатные осадки и глины. В конце сенона в результате восходящих движений море регрессировало и установились лагунные условия. Последующие поднятия, проявившиеся на всей территории Средней Азии, обусловили частичный размыв сенонских и гуронских отложений.

В палеоцене нисходящие движения привели к очередной трансгрессии моря. Накапливались преимущественно сульфатные и глинисто-карбонатные отложения. Мощность бухарских известняков и доломитов (VIII продуктивный горизонт) составляет 10—35 м. Отрицательные тектонические движения сменились в конце бухарского века положительными, продолжавшимися в нижнеэоценовое время.

В конце алайского века установился нормальный морской режим. Отлагались, в основном, известковые и доломитовые осадки. Общая мощность алайских отложений VII продуктивный горизонт) равна 20—70 м, туркестанских (VI и V продуктивные горизонты) глинисто-карбонатных пород — 25—90 м. В конце туркестанского времени кратковременные поднятия сменились опусканиями. Повсеместно накапливались глинистые осадки. В нижнеолигоценовое время восходящие движения привели к регрессии моря.

В среднеолигоценовое время начался орогенный этап развития Ферганской впадины с интенсивными, резко дифференцированными тектоническими движениями. Повсеместно установились континентальные условия.

Наиболее интенсивные восходящие движения характерны для предбактрийского времени. Результатом их явился размыв кайнозойских, и, частично, верхнемеловых отложений во многих структурах [2]. Ферганская впадина является тектонически активной и в настоящее время. Об этом свидетельствуют землетрясения, периодически возникающие в исследуемом районе.

Из вышеизложенного следует, что условия осадконакопления в мезокайнозойское время на территории Ферганской впадины характеризовались значительной изменчивостью в связи с частой сменой направленности тектонических движений. Это обусловило разнообразие фаций осадков, в том чис-

ле и карбонатных, по площади и разрезу. Мощность нефтегазоносных карбонатных горизонтов в Ферганской впадине, относящейся к эпиплатформенной орогенной области, не превышает 20—50 м. В пределах Амударьинской впадины, входящей в эпигерцинскую платформенную область, она составляет 50—100 м. Эти факты также указывают на частую смену условий осадконакопления в межгорной впадине [5]. Повышенной карбонатностью отличается осадочный разрез южных районов впадины. Северная часть Ферганы в меловой и палеогеновый периоды прогибалась менее интенсивно [1].

Тектоническая подвижность территории обусловила частую смену палеогидрогеологических обстановок. В настоящее время нет единого мнения о количестве гидрогеологических циклов в меловых и палеогеновых отложениях впадины. Одни исследователи выделяют общий меловой—палеогеновый гидрогеологический цикл, другие — отдельно меловой и палеогеновый [6]. В пределах отдельных тектонических поднятий элизионные условия в рассматриваемый период безусловно неоднократно сменялись инфильтрационным водообменом. Для территории Ферганской межгорной впадины необходимо выделение, кроме региональных, локальных гидрогеологических циклов. Это позволит, в частности, оценить роль карстовых процессов в строении карбонатных коллекторов нефти и газа отдельных месторождений.

В осадочном чехле Ферганской впадины выделено 30 продуктивных нефтегазоносных горизонтов. Большая часть их представлена песчаниками с прослоями алевролитов [2]. Рассмотрим строение карбонатных коллекторов нефти и газа.

В нижнемеловых отложениях промышленно нефтегазоносны известняки ляканской свиты (XVIII продуктивный горизонт). Это плотные, трещиноватые породы с открытой пористостью, не превышающей 5—11 % и проницаемостью, равной 1 мд. Трещинная проницаемость в отдельных случаях достигает 1000 мд [5]. Промышленные залежи газа установлены на месторождениях Южно-Ферганской зоны складок — Северный Риштан, Северный Сох и Сарыкамыш. Мощность продуктивных отложений изменяется от 25 до 48 м, эффективная мощность равна 8 м. Преобладают пластовые сводовые залежи. Ляканские продуктивные известняки Южной Ферганы в конце позднемелового периода находились в континентальных или приповерхностных условиях. Высокая трещинная проницаемость пород обусловлена, вероятно, наличием закарстованных трещин.

Известняки карбонатно-глинистой свиты, относящиеся к XVII и XVI продуктивным горизонтам, плотные, трещинова-

тые. Открытая пористость их изменяется от 1 до 19 %, проницаемость колеблется от 1 до 732 *мд*. Размер эпигенетических пор достигает 0,5—1 *мм*. Ширина микротрещин в известняках изменяется от 10 до 100 *мк*, а макротрещины достигают 1—2 *см*. Мощность XVII горизонта составляет 30—40 *м* а XVI — 25—45 *м*. Отложения нефтеносны в Северном Риштане. В позднетуровское время они находились в континентальных условиях. Карстопоявления отмечены в обнажающихся меловых отложениях в районах Исфары, Соха и Чангырташа [5].

Бухарские (верхний палеоцен) карбонатные породы VIII продуктивного горизонта, мощностью 10—35 *м*, развиты в южных и восточных районах. Известняки тонкозернистые, местами перекристаллизованы и кальцитизированы. В доломитах отмечаются участки, обогащенные пелитовым материалом и окислами железа. Развиты мелкие и крупные поры. Пористость горизонта составляет 5,8—28 %, проницаемость — десятки миллидарси. Таким образом, эти отложения содержат явные признаки воздействия опресненных вод. Они нефтеносны на месторождениях Шорсу IV, Северный Сох, Палванташ, Западный Палванташ, Хартум, Ходжабад. Залежи пластовые, сводовые, тектонически нарушенные. Длина их — 2,5—5,5, ширина — 0,5—1,5 *км*. Пластовые экранированные залежи VIII горизонта установлены на месторождениях Шамалды и Майлису IV.

Алайские (средний эоцен) карбонатные коллекторы VII продуктивного пласта представлены трещиноватыми известняками. Карбонатность их составляет 90—94 %, средняя пористость — 13,4 %, проницаемость изменяется от 20 до 230 *мд*. Нефтегазоносны почти на всех известных месторождениях. На Андиганском месторождении в алайских известняках установлена основная промышленная залежь нефти. Мощность продуктивных пород 40—45 *м*, пористость 20 %, проницаемость — 30 *мд*. Залежь пластовая, сводовая, с тектоническими нарушениями. Длина ее — 4,4, ширина — 0,4 *км*, высота — 110 *м*. На месторождении Южный Аламышик залежь нефти VII продуктивного горизонта приурочена к присводовой части поднятия. Длина ее 8,5, ширина — 0,85 *км*, высота 200 *м*. Средняя пористость известняков равна 18 %, проницаемость — 70—120 *мд*. Дебиты скважин составляют 6,5—12 *м³/сут*.

Алайские известняки находились в континентальных условиях в предбактрийское время, когда территория впадины была охвачена восходящими тектоническими движениями. Наиболее интенсивно предбактрийская денудация происхо-

дила в южных районах Ферганы. Своды некоторых поднятий размыты до иижнепалеогеновых (Ходжибад, Сарыкамьш, Бостон), а иногда и до меловых отложений.

Туркестанские (верхний эоцен) карбонатные коллекторы образуют VI и V продуктивные горизонты. В западных и южных районах впадины развит VI продуктивный горизонт. Общая мощность его 20—30 м, эффективная — до 10 м. Пористость равна 12—18 %, проницаемость достигает 15 мд. Нефтеносен на месторождениях Южный Аламышик, Ходжибад и других. Начальные дебиты скважин на месторождении Западный Палванташ равны 40—50 м/сут.

Карбонатные породы V продуктивного горизонта регионально нефтегазоносны. К ним приурочены промышленные залежи нефти и газа на всех месторождениях юга Ферганы. Известняки плотные, трещиноватые, доломитизированные. Мощность горизонта изменяется от 3,5 до 15—18 м [2]. Пористость колеблется от 6 до 30 %, проницаемость 50—600 мд. Поры в карбонатных породах часто полностью или частично заполнены гидроокислами железа и вторичным кальцитом [4]. Коллекторские свойства пласта выше в присводовых частях структур. Начальные дебиты скважин на месторождении Андиджан достигают 120, Избаскент — 150 м/сут.

Присутствие в порах и трещинах меловых и, особенно, палеогеновых карбонатных коллекторов вторичного кальцита, гидроокислов железа, глинистого материала указывает на карстовые процессы во время перерывов осадконакопления и в условиях мелких опресненных водоемов.

На протяжении мезокайнозойского времени на территории впадины происходила частая смена знака тектонических движений. Инфильтрационно-инфлюационные этапы были непродолжительны, что ограничило масштабы карстообразования. Этому способствовала и специфическая гидрогеологическая обстановка на территории впадины. В настоящее время здесь установлено противоположно направленное движение подземных вод. Инфильтрующиеся подземные воды стекают к центру впадины. Седиментационные воды из центральных наиболее погруженных участков под давлением вышележающих пород отжимаются к периферийным зонам [9]. Очевидно, и в прошлые инфильтрационно-инфлюационные этапы гидрогеологических циклов седиментационные воды внедрялись в зону активного водообмена, что, безусловно, отразилось на интенсивности карстовых процессов.

По классификации Г. А. Максимовича и В. Н. Быкова [7], карбонатные меловые и палеогеновые коллекторы нефти и газа Ферганской межгорной впадины следует отнести к порово-трещинным и коллекторам закарстованных трещин.

Институт карстоведения и спелеологии

ЛИТЕРАТУРА

1. Акрамходжаев А. М., Каримов А. М. и др. Нефтегазообразование и нефтегазонакопление в Ферганской впадине. Изд. «ФАН». Ташкент, 1966.
2. Акрамходжаев А. М., Сайдалиева М. С. Ферганский нефтегазоносный бассейн. «Недра», М., 1971.
3. Габриэлянц Г. А. Ферганская нефтегазоносная область. Геология нефтяных и газовых месторождений. «Недра», М., 1972.
4. Ибрагимов З. С. Физические параметры нефтегазоносных горизонтов мела и палеогена Ферганы. Изд. АН Узб. ССР, Ташкент, 1960.
5. Ибрагимов З. С. Условия формирования и закономерности распространения пород — коллекторов нефти и газа мезозоя Узбекистана. Изд. «ФАН», Ташкент, 1971.
6. Кудряков В. А., Авазов Т. Н., Халдаров С., Билялов М. Палеогидрогеологический анализ нефтегазоносных областей Узбекистана. Вопросы органической химии и гидрогеологии нефтегазоносных бассейнов Узбекистана, вып. 4. Ташкент, 1972.
7. Максимович Г. А., Быков В. Н. Классификация карбонатных коллекторов. Геология и разработка нефтяных месторождений. Тр. Пермск. фил. Гипростокнефть, вып. 4, Пермь, 1969.
8. Максимович Г. А., Тюринна И. М. Опыт изучения карстовых коллекторов нефти и газа различных геотектонических обстановок. Карстовые коллекторы нефти и газа. Пермь, 1973.
9. Султанходжаев А. Н. О гидродинамических условиях глубоких водоносных горизонтов Ферганского артезианского бассейна. Узбекский геологический журнал, № 2, 1966.
10. Таль-Вирский Б. Б., Зуннунов Ф. Х. Тектоническое районирование Ферганской межгорной впадины по геофизическим данным. Геотектоника, № 1, 1972.
11. Тектоника и некоторые вопросы нефтегазоносности мезо- и кайнозойских отложений Узбекистана. Изд. АН Узб. ССР, Ташкент, 1962.

В. Н. Быков, Л. Ю. Данилова, М. А. Эсмонтович

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЕМКОСТНЫХ СВОЙСТВ КОЛЛЕКТОРОВ НА ЛОКАЛЬНЫХ ПОДНЯТИЯХ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ПРОЯВЛЕНИЯ КАРСТА

Изменение пористости коллекторов в карбонатных толщах в пределах локальных поднятий и тектонических элементов платформенного типа выявлено для многих нефтегазоносных провинций. Основные тенденции в распределении этой характеристики следующие:

1/ емкость коллекторов увеличивается в сводовых частях конседиментационных поднятий [7, 10, 11].

2/ максимальная пористость коллекторов свойственна тектоническим зонам с устойчивым воздыманием в период формирования коллекторов [3];

3/ емкостные свойства характеризуются максимальными значениями на бортовых частях древних прогибов [4, 8].

Одни исследователи связывают изменение емкостных свойств коллекторов с распределением структурных разностей известняков [1]. Другие объясняют изменение емкостных свойств проявлением вторичных процессов: выщелачивания [7, 10], минералообразования на контакте нефть — вода [2].

Характер изменения емкостных свойств карстовых коллекторов в пределах локальных поднятий изучен нами на примере высокеемких коллекторов продуктивных толщ Пермской области. К ним отнесены проницаемые зоны с пористостью выше 17 % (определенной по нейтронному гамма-каротажу). Связь с элементами поднятия представлена в виде схем распространения высокеемких коллекторов на структурной основе. Сравнение степени распространения произведено при помощи коэффициента закарстованности, представляющего отношение площади коллекторов с пористостью выше 17 % к площади залежи. Объектами исследования являются турнейские (T_1 , T_2 , T_3), намюрская (Нм) и башкирские (Бш₁, Бш₂, Бш₃) карстовые зоны [9] на 15 поднятиях конседиментационного типа.

Выявлено, что распространение высокеемких коллекторов закономерно связано с тектоническим планом, существовавшим в период карстовых эпох. Характер развития высокеемких коллекторов неоднозначен для разновозрастных толщ и отдельных поднятий.

В турнейских зонах Ножовской группы поднятий высокеемкие коллекторы вытянуты полосой вдоль борта одного из рукавов Камско-Кинельской системы прогибов [4,8]. Площадной коэффициент закарстованности — 0,71. Тип коллектора, по данным керна и промыслово-геофизических исследований, определен как каверновый.

Высокеемкие коллекторы в намюрской зоне на Осинском и Ножовском месторождениях имеют дискретное распределение в виде пятен на сводовой части поднятий. Значения площадного коэффициента закарстованности минимальные — 0,05—0,2.

Высокеемкие коллекторы в башкирских зонах Бш₁, Бш₂, Бш₃, как это установлено на примере 15 месторождений (Ярино-Камениоложское, Осинское, Ножовское, Рассветное, Маячное, Кыласовское, Ергачинское, Мазунинское, Кокуйское, Батырбайское, Танышское, Павловское, Куедино-Красноярское, Гондыревское, Шагиртское), тяготеют к сводовым частям поднятий. При этом коэффициент закарстованности толщ увеличен на крупноразмерных поднятиях с площадью более

17 тыс. га и амплитудой выше 40 м (Ярино-Каменноложское, Осинское, Батырбайское, Ножовское, Мазунинское, Кокуйское, Павловское). Значения его составляют 0,42—0,14. На поднятиях с площадью менее 3 тыс. га или амплитудой менее 30 м (Рассветное, Таныпское) коэффициент закарстованности изменяется от 0 до 0,14.

Объем высокочемких коллекторов влияет на среднюю величину пористости, которая для нефтенасыщенных коллекторов первой группы поднятий составляет 12,5—17 %, второй — 12,2—10 %

Полосообразное распространение высокочемких коллекторов в турнейских зонах вдоль борта прогиба, который в турнейскую карстовую эпоху служил областью разгрузки подземных вод, и преобладание полостей кавернового типа позволяют заключить, что пространственное распространение емкостных свойств коллекторов этих зон определено, в основном, типом подземного стока карстовых вод [6,8].

Высокочемкие коллекторы в намюрской зоне, по-видимому, отображают участки поступления метеорных вод в массив, поскольку в кровле их обнаружены вертикальные полости, по форме и размерам приближающиеся к понору [6].

Приуроченность высокочемких коллекторов к сводовым частям конседиментационных поднятий в башкирских зонах может быть объяснена, с одной стороны, первичной, с другой — вторичной природой. Ш. В. Абашев и Ю. Н. Решетникова [1], изучая связь пористости со структурными разностями известняков в башкирских отложениях, пришли к выводу, что биоморфные разности обладают максимальной пористостью. Логично предположить, что в сводовой части поднятий с высокочемкими коллекторами распространены преимущественно эти разности.

Повышенная пористость коллекторов в сводовых частях конседиментационных поднятий может быть также следствием закарстовывания их в условиях островного режима в периоды кратковременных перерывов в осадконакоплении [9]

Для проверки первой гипотезы исследованы связи пористости со структурными разностями известняков и характер распределения структурных типов известняков в пределах различных элементов поднятий по двум месторождениям: Осинскому и Ножовскому. Объем информации, используемой при исследованиях, составляет более 1000 больших шлифов и соответственно-лабораторных определений пористости.

Полигоны распределения пористости для различных структурно-генетических типов известняков показали, что максимальную пористость имеют биоморфные известняки.

Однако максимумы на полигонах распределения пористости у других разновидностей находятся в тех же классах, что и у биоморфных, или даже в высших. Так, если основной объем биоморфных известняков имеет пористость 14—16 %, то органогенно-детритовых — 14—16, 18—20 %, а сгустковых — 16—20 %. Следовательно, повышенную пористость пород определяют три, а не одна структурная разность. Полостное пространство коллекторов этих известняков представлено порами эпигенетического выщелачивания (размер пор в основном 0,2—0,5 мм.).

Распределения структурных типов известняков для сводовых (ограниченных стратоизогипсой, в пределах которой распространены высокоемкие коллекторы) и крыльевых частей поднятия построены дифференцированно для зон обмеления — переходных и погружения — эффективных частей карстовых зон [9].

Распределения показали, что дифференциация структурных разностей известняков выражена более четко по разрезу — между зонами погружения и обмеления, — чем площади поднятий. Зоны погружения более однородны по структурному составу известняков. Основной объем их представлен тремя структурными разностями: органогенно-детритовыми, биоморфными и сгустковыми. В зонах обмеления появляются раковинные песчаники, обломочные и хемогенные известняки. Распределение структурных разностей на отдельных элементах поднятия — своде и крыльях — равномерное. Объем каждой структурной разности в зонах погружения изменяется в пределах точности построений — единиц процентов, в зонах обмеления — не выше 17 %.

Увеличение емкостных свойств коллекторов от крыльев к сводовым частям поднятий в башкирских зонах Бш₁ Бш₂ Бш₃ может быть объяснено проявлением двух основных процессов: выщелачивания в периоды кратковременных перерывов в осадконакоплении [9] и минералообразования на контакте нефть-вода после формирования залежей [5]. По-видимому, максимальные значения коэффициента закарстованности и одновременно пористости пород на поднятиях с повышенной амплитудой и размерами обусловлены более благоприятными условиями для равномерного закарстовывания этих массивов, обладающих значительной водосборной площадью.

В Ы В О Д Ы

1. Характер распределения емкостных свойств коллекторов карстовых горизонтов и зон находится в соответствии с тектоническим планом периода закарстовывания толщ.

2. Распространение высокочастотных коллекторов отображает условия закарстовывания массивов: тип подземного стока, гидродинамического профиля, амплитуду подъема над уровнем моря.

3. Коллекторы с максимальной емкостью приурочены к бортовым частям прогибов — древним областям разгрузки подземных вод, поднятиям с максимальной амплитудой и размерами.

Институт карстоведения и спелеологии

ЛИТЕРАТУРА

1. Абашев Ш. В., Решетникова Ю. Н. О некоторых закономерностях в формировании коллекторских свойств карбонатных пород среднего карбона Пермского Прикамья. Тр. Камского отделения ВНИГНИ, вып. 117, Пермское кн. изд-во, 1971.

2. Аширов К. Б. Цементация приконтактного слоя нефтяных залежей в карбонатных коллекторах и влияние ее на разработку. Тр. Гипровостокнефть, вып. 2, М., Гостоптехиздат, 1959.

3. Безбородова И. В., Васильев Ю. М., Мельникова Н. А., Мельничук В. С. и др. Распределение пористости в продуктивных горизонтах карбонатных толщ на локальных структурах Оренбургской области. Нефтегазовая геология и геофизика № И, 1972.

4. Быков Н. Н., Наборщикова И. И., Данилова Л. Ю. и др. Дифференциация карбонатных коллекторов по промыслово-геофизическим исследованиям. Тр. ПермНИПИнефть, вып. 6, Пермь, 1971.

5. Быков В. Н., Данилова Л. Ю. Распространение изолирующего слоя в подошве нефтяных залежей в карбонатных коллекторах. Тр. ПермНИПИнефть, вып. 6, Пермь, 1971.

6. Быков В. Н., Наборщикова И. И., Данилова Л. Ю. и др. Влияние карста на строение карбонатных коллекторов. Гидрогеология и карстоведение, вып. 5, Пермь, 1974.

7. Макаревич В. Н., Конищев В. С. О некоторых закономерностях распространения и формирования коллекторов в верхнедевонских карбонатных отложениях Припятской впадины. Вопросы карстоведения, вып. III, Пермь, 1973.

8. Максимович Г. А., Быков В. Н. Карст как показатель развития платформенных структур. Гидрогеология и карстоведение, вып. 4, Пермь, 1971.

9. Максимович Г. А., Быков В. Н., Данилова Л. Ю. и др. Расчленение закарстованных карбонатных толщ в нефтегазоносных районах. Вопросы карстоведения, вып. III, Пермь, 1973.

10. Успенская И. Ю. Нефтегазоносность палеозоя Североамериканской платформы. Гостоптехиздат, М.—Л., 1950.

11. Чаркушин А. С., Назаревич Б. П., Шныпко В. А. С формированием карбонатных коллекторов на поднятиях Днепровско-Донецкой впадины. Нефтегазовая геология и геофизика, № 12, 1968.

К УСЛОВИЯМ ОБРАЗОВАНИЯ КАРСТОВЫХ ПОЛОСТЕЙ В РИФАХ

С древними рифовыми образованиями связаны многочисленные нефтяные и газовые месторождения. Полостное пространство коллекторов в рифах имеет первичное и вторичное происхождение. Первичная емкость — седиментационно-биогенного происхождения, вторичная обусловлена карстовыми «процессами» [4]. Образование полостей может происходить в различных обстановках.

1. Воздействие поверхностных, преимущественно пресных вод при выведении рифов на земную поверхность.

2. Воздействие высококонцентрированных рассолов, вызывающих гравитационно-конвекционное перемещение вод в рифах, перекрытых эвапоритовыми образованиями.

3. Воздействие восходящих глубинных вод зон тектонических нарушений.

Поднятый движениями земной коры над уровнем моря риф подвергается воздействию атмосферных осадков и выветриванию. В результате растворения на поверхности возникают карры, карстовые воронки, а в самом массиве — каверны и пещеристые полости. При длительном процессе рифы могут превратиться в останцы с крупными полостями на уровне зоны горизонтальной циркуляции. Помимо процессов подземного растворения происходит и выделение карбоната кальция из раствора в виде кальцитовых корочек.

Органогенные и органогенно-обломочные породы рифов могут служить хорошими проводниками для вод, отжатых из окружающих отложений, поскольку карбонатный скелет препятствует уплотнению. По М. Г. Валяшко и др. (1963), под эвапоритовыми образованиями происходит гравитационно-конвекционное перемещение вод.

Высококонцентрированные рассолы, обладая повышенным удельным весом, проникают (опускаются), вызывая противоток вытесняемых, относительно легких вод. Высокоминерализованные растворы, обогащенные магнием, перемещаясь через биогерм, вызывают его доломитизацию, способствуя образованию кавернозных зон. Доломитизация носит селективный характер [3]. Легко подвергаются доломитизации рифостроящие багряные водоросли, в скелете которых содержится, по Гардинеру, до 18 % карбоната магния.

Отток обогащенных магнием вод из мелководной засоляющейся лагуны в глубокую часть морского бассейна через пористый биогерм может также вызвать в некоторых случаях доломитизацию и образование каверн. Нефтегазоносность доломитизированных рифов широко известна.

По мнению В. П. Маслова, после захоронения рифа под гипсовосолоносными осадками кунгурской лагуны из растворов лагуны, окружающей риф, поступали растворы сульфатов, образуя подавляющую часть гипса и ангидрита в нижнепермских рифах Башкирии. Этот процесс приводит к уменьшению пустотного пространства и образования локальных экранов покрышек на пути восходящей миграции нефтяных флюидов.

При вертикальной миграции глубинных вод возникают описанные В. А. Кротовой [2] гидрохимические аномалии, которые она связывает с тектоническими нарушениями.

Глубинные воды часто обогащены эндогенным CO_2 , что способствует образованию карстовых зон. С подобными зонами связаны нефтяные залежи и нефтепроявления [1]. Рифы расположены в тектонически мобильных участках и нередко непосредственно связаны с разломами.

Субмеридиональная зона повышенной закарстованности верхне-девонско-турнейских отложений шириной 2,5—3 км и длиной до 15 км выявлена на западном внешнем борту Чутырско-Киенгопского барьерного рифа. При бурении девонских отложений в скв. № 151 отмечалось поглощение бурового раствора и увеличение скорости проходки до 40 м/час, в то время как в аналогичных интервалах в соседних скважинах, за пределами закарстованной зоны, скорость бурения была лишь 5—15 м/час, и поглощения не отмечалось. Отмечены повышенные содержания углеводородных газов типа метан-пентан. По гравиметрическим данным, в этой зоне отмечен разлом близкого к закарстованной зоне простириания.

Следы постседиментационных тектонических подвижек в виде зеркал скольжения, зон дробления, отмечены в каменноугольных отложениях нефтегазоносных рифов зоны Ратклифф на северо-востоке штата Монтана [5]. О циркуляции растворов свидетельствует вторичная минерализация по стенкам вертикальных трещин.

Несомненно, в чистом виде любой из названных типов карста в рифах вряд ли может быть отмечен. Тем не менее выявление преимущественного процесса поможет поискам нефтяных и газовых залежей.

Институт карстоведения и спелеологии

ЛИТЕРАТУРА

1. Армишев В. М. Исследование палеокарстовых зон тектонических нарушений сейсморазведкой МОВ в связи с поисками нефти и газа. Тр. семинара «Полезные ископаемые карстовых полостей и впадин», Пермь, 1969.
2. К р о т о в а В. А. Роль гидрогеологических факторов при поисках нефти. Сб. Материалы по советской нефтяной геологии. Госгеолтехиздат, Л., 1963.
3. Кулибакина И. Б. Газоносность краевых зон эвапоритовых бассейнов. ДАН СССР, 212, № 2, 1973.
4. Максимович Г. А. Проблемы карстовых коллекторов нефти и газа. Вопр. Карстоведения, вып. III, Пермь, 1973.
5. Хансен А. В. Закономерности расположения рифов зоны Ратклифф миссисипской системы на северо-востоке Монтаны и северо-западе Дакоты. В сб. Геология и нефтегазоносность рифовых комплексов. Изд. «Мир», М., 1968.
6. Шестов И. Н., Тверье Ф. М. Роль свободной CO_2 в пластовых водах палеозойских отложений в формировании карстовых коллекторов. Вопр. Карстоведения. Вып. III, Пермь, 1973.

И. Н. Шестов, В. И. Вавер

О ВЛИЯНИИ НАФТЕНОВЫХ КИСЛОТ НА ОБРАЗОВАНИЕ КАЛЬЦИЦИЗИРОВАННЫХ ЗОН В КАРСТОВЫХ КОЛЛЕКТОРАХ НЕФТИ

В карстовых коллекторах башкирских залежей нефти на Краснокамском, Осинском, Ножовском и др. месторождениях в Пермском Прикамье отчетливо прослеживаются как в подошвенной, так и в приконтурной части залежи кальцитизированные зоны, образовавшиеся вследствие гидрогеохимических процессов на контакте нефти и пластовой воды. Эти зоны в различной степени изолируют залежь нефти и создают своеобразные гидродинамические условия. Влияние изоляции на существование нефтяных залежей в карстовых коллекторах подробно рассмотрено в работах Г. А. Максимовича и В. Н. Быкова [2, 3, 5].

В настоящем сообщении рассматриваются некоторые гидрогеохимические аспекты влияния нафтеновых кислот на образование кальцитизированных зон и характер распространения нафтеновых кислот в подземных водах башкирских отложений среднего карбона Пермского Прикамья.

Известно, что нафтеновые кислоты (RCOOH) при определенных физико-химических условиях являются мощным, окислителем углеводородов, а при взаимодействии с пластовыми водами в граничных условиях нефтяных залежей спо-

способствуют образованию вторичного кальцита в карбонатных коллекторах [5].

Содержание указанных кислот в нефтеново-парафиновых нефтях башкирских залежей, по некоторым определениям, не превышает 0,1 %. Слабая изученность распространения нафтенов в пластовых водах не позволяет установить четкие значения фоновых и аномальных концентраций на участках нефтяных залежей и за контуром. Условно фоновые значения содержания общей растворенной органики (С орг. общ.) в пластовых водах для Пермского Прикамья могут быть приняты, по данным Д. Ш. Новосельцевой и др., — 41 мг/л, в том числе по нафтеновым кислотам — 5,4 мг/л для продуктивных и 4,1 мг/л для непродуктивных горизонтов

Т а б л и ц а 1

Содержание нафтеновых кислот в подземных водах башкирских отложений Пермского Прикамья

Скв. №	Интервал опробован., м	Общая минерализация, г/л	С орг. общ., мг/л	Нафтеновые кислоты, мг/л	рН	Местоположение скв. по отношению к нефт. залежи
Н о ж о в с к а я п л о щ а д ь						
49	1148–1156	265	41,28	5	5,8	Слабые нефтепроявления
39	1204–1212	260	–	3	6	За контуром нефтеносности
66	1198–1216	260	43,92	1	6	„
80	–	271	–	1	6	„
64	–	260	47,42	0	5,7	„
14	1208–1212	253	45,0	5	6	100 м от контура нефтеносности, γ нефти – 0,875
В е р е ш а г и н с к а я п л о щ а д ь						
50	1296–1302	258	46,32	8	6	200 м от контура нефтеносности, γ нефти – 0,860
О с и н с к а я п л о щ а д ь						
154	1070–1100	233	56,76	4	5,8	75 м от контура нефтеносности, γ нефти – 0,875
Б е р е з н и к о в с к а я п л о щ а д ь						
2	1770–1812	254	53,54	5	6	Залежь не установлена газопроявления

(табл. 1). Основная масса С орг. общ. (80—90 %) в подземных водах состоит из летучих углеводородов. Наиболее низкие значения С орг. общ. (менее 45 мг/л) охватывают Пермский свод и центральную часть Верхнекамской впадины [6]. Для этой же зоны характерны минимальные количества нафтеновых кислот (1—3 мг/л).

Как отмечают А. А. Карцев и Г. М. Сухарев, нефти с высоким содержанием нафтеновых углеводородов обычно содержат максимальное количество нафтеновых кислот. Однако хлоридно-кальциевые и хлоридно-магниевые рассолы плохо растворяют нафтеновые кислоты [1, 7]. По-видимому, этим можно объяснить низкое фоновое содержание нафтеновых кислот в водах башкирских отложений.

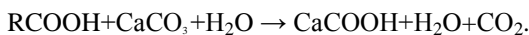
Важным свойством нафтеновых кислот является их способность образовывать в пластовых водах в восстановительной среде соли щелочных металлов, главным образом нафтенов кальция, и переходить обратно в нафтеновые кислоты в окислительной среде. Растворяясь в пластовых водах, нафтеновые кислоты снижают поверхностное натяжение воды, вызывая кристаллизацию карбонатов кальция при менее насыщенных растворах. По-видимому, этот химический механизм является ведущим в процессе кальцитизации карстовых коллекторов нефти. В связи с этим представляется, что процессы образования зоны кальцитизации состоят, по крайней мере, из трех фаз.

Первая фаза — образование щелочных и щелочноземельных нафтенов в условиях восстановительной среды нефтяной залежи. При этом, как отмечает А. Н. Ниязов [5], растворение солей зависит от молекулярного веса нафтеновых кислот.

Соли высокомолекулярных кислот и щелочноземельных металлов мало растворимы в пластовых водах и выпадают в осадок в пределах контура нефтеносности. Известно, что эти нафтеноаты представляют собой консистентные массы, нерастворимые в воде.

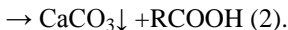
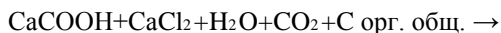
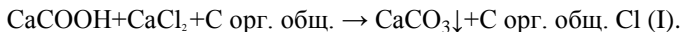
Соли низкомолекулярных кислот и щелочных металлов, сравнительно хорошо растворимые, при изменении поверхностного натяжения пластовых вод, по-видимому, перемещаются к контуру нефтеносности.

При рассматриваемой фазе химические реакции протекают по следующей схеме:



Вторая фаза — образование кристаллов кальцита и кальцитизация карстового коллектора в условиях окислительной

среды на контакте нефтяной залежи и пластовых законтурных вод. Химические процессы идут по схеме:



Соли щелочных металлов нефтяных кислот хорошо растворимы в воде и обладают подвижностью вследствие пониженного поверхностного натяжения воды. Их растворы могут лучше проникать в каверны и трещины. Присутствие при этом некоторых количеств вновь образовавшихся нефтяных кислот (вторая реакция) уменьшает вязкость концентрированных растворов нефтенатов, [5]. Возможное присутствие при этом нефтенатов марганца, железа и др. металлов создает определенный каталитический эффект окисления и полимеризации других растворенных углеводородов, что способствует кристаллизации карбонатных минералов. Геохимической склонностью кальция к переходу в связь с углеродом, по-видимому, объясняется то, что основная масса в зоне карбонизации залежи нефти принадлежит кальциту.

Третья фаза — распространение избытка нефтяных кислот в нейтральной среде в пластовых водах за контуром нефтеносности в непродуктивном пласте



По-видимому, эта фаза является источником широко развитого процесса преобразования органического вещества в пластовых водах.

Камское отделение ВНИГНИ

ЛИТЕРАТУРА

1. Карцев А. А. Основы геохимии нефти и газа. Изд. «Недра», М., 1969.
2. Максимович Г. А., Быков В. Н. О роли вторичного кальцита в изоляции нефти в месторождениях Волго-Уральской провинции. Тр. Пермск. филиала Гипровостокнефть, вып. 2, Пермь, 1966.
3. Максимович Г. А., Быков В. Н. Глубинная аккумуляция вторичного кальцита в полостях карбонатных пород. Пещеры, вып. 6 (7), Пермь, 1966.
4. Максимович Г. А., Быков В. Н. Миграция вещества в карстовых коллекторах нефти и газа. Вопросы карстования, Пермь, 1969.
5. Ниязов А. Н. Нефтяные кислоты. Изд. «ЫЛЫМ», Ашхабад, 1969.
6. Новосельцева Д. Ш. и др. Органические вещества подземных вод Волго-Уральского бассейна в связи с его нефтегазоносностью. Тр. ВНИГНИ, вып. 89, М., 1970.
7. Сухарев Г. М. Гидрогеология и воды нефтяных и газовых месторождений. Гостоптехиздат, Л., 1959.

ЛОКАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ СКВАЖИН ЗАКАРСТОВАННЫХ ТОЛЩ

Локальная корреляция (сопоставление) разрезов скважин для целей подсчета запасов нефти и разработки предполагает выявление последовательности залегания в разрезе продуктивной толщи проницаемых зон, прослеживание в скважинах одноименных пластов. В результате корреляции получают закономерности распространения коллекторов и изменения их свойств в пределах залежи. Процедура корреляции включает два этапа: последовательное расчленение разреза на отдельные части — общую корреляцию и прослеживание выделенных частей в латеральном направлении — зональную корреляцию [3]. Сопоставление разрезов производят обычно по диаграммам промыслово-геофизических исследований относительно плоскостей напластования с выделением на этапе общей корреляции стратиграфических подразделений.

Наши исследования строения карстовых коллекторов продуктивных толщ ниже- и среднекаменноугольных отложений Пермской области по комплексу керновых, промыслово-геофизических и промысловых исследований показали, что на пространственное положение слоев и проницаемых зон оказали влияние два основных фактора: степень подъема конседиментационных поднятий относительно уровня моря в период положительных движений и условия закарстовывания массивов во время перерывов осадконакопления.

Толщи, в которых проявились эти факторы, в кровле всегда ограничены поверхностями длительных или кратковременных перерывов осадконакопления. Поэтому основой для общей корреляции разрезов скважин закарстованных толщ наиболее целесообразно считать расчленение их на карстовые горизонты и зоны [5].

Проявление первого фактора в исследованных толщах выразилось в нарушении непрерывного распространения разновозрастных слоев на площади конседиментационных поднятий, на сводовых частях которых прекращалось осадконакопление в результате подъема их выше линии волновой эрозии или уровня моря. Это явление сопровождается увеличением мощности разновозрастных толщ на погруженных элементах поднятия. Изменение мощностей ограничено в разрезе зонами обмеления с типичными для них литолого-

физическими признаками [2]. Степень несоответствия мощностей в башкирской зоне Бш на Гондыревском поднятии составляет 10—15 м.

Зональную корреляцию разрезов скважин с признаками обмеления в кровельной части толщ необходимо осуществлять относительно пластов — реперов, расположенных в подошвенной или средней части их. Например, корреляцию разрезов скважин в отложениях башкирского яруса следует выполнять с учетом положения реперов, выделенных на диаграммах нейтронного гамма-каротажа в подошве зон Бш₁ и Бш₂ [5].

Влияние условий закарстовывания проявляется прежде всего в том, что пространственное залегание проницаемых зон контролируется не только плоскостями напластования, но как показали наши исследования, поверхностью карстового рельефа и горизонтальной плоскостью. В связи с этим в закарстованном массиве необходимо учитывать следующие элементы корреляции: проницаемая зона, плоскость напластования, поверхность карстового рельефа, горизонтальная плоскость.

Соотношение элементов корреляции в закарстованном массиве может быть объяснено гидродинамической зональностью карстовых эпох [4].

Зоны отличаются по направлению и интенсивности напора подземных вод. В зависимости от комбинации древних зон в закарстованном массиве находится степень расчлененности рельефа поверхностными карстовыми впадинами, ориентировка проницаемых зон относительно плоскостей напластования и поверхности рельефа. Ранее выявлено, что каждая гидродинамическая зона характеризуется определенным комплексом признаков, позволяющих определить тип профиля и соотношение элементов корреляции [2].

В толщах, закарстованных в зоне горизонтальной циркуляции, проницаемые зоны и водоупоры обычно конформны плоскостям напластования и поверхности рельефа. Последовательность залегания проницаемых зон четко выражена на диаграммах промыслово-геофизических исследований; любой из перечисленных элементов может служить опорным корреляционным репером. Примером служат турнейские карстовые зоны на Ножовском куполе.

В толщах, кровельная часть которых закарстована в зоне вертикальной нисходящей циркуляции, поверхность рельефа расчленена впадинами, а проницаемые зоны вытянуты в вертикальном направлении, унаследова трещины и стилолиты секущей ориентировки. Пространственное положение

таких зон можно определять относительно горизонтальной плоскости.

Признаки зоны вертикальной нисходящей циркуляции установлены в кровле турнейских отложений Ярино-Каменноложского [6] и намюрских — Осинского месторождений [1]. Мощность зоны не превышает 10 м. Основной объем коллекторов расположен в нижезалегающей толще, закарстованной в зонах переходной и горизонтальной циркуляции.

В толщах, закарстованных в зоне переходной циркуляции, поверхность тела коллектора в сглаженном виде повторяет морфологию рельефа. Такое соотношение, установленное на отдельных участках турнейской толщи Ярино-Каменноложского месторождения, отображает конформное залегание поверхности постоянного водонасыщения с осложненным карстовыми формами рельефом. Погребенный карстовый рельеф, который является поверхностью несогласия, и, в соответствии с общепринятыми представлениями, не может служить корреляционным репером для толщи, залегающей под ним, контролирует положение проницаемых зон.

При наличии в толще, признаков зоны вертикальной нисходящей и переходной циркуляции необходимо опробовать несколько вариантов корреляции разрезов скважин относительно различных поверхностей: напластования, закарстованного рельефа, горизонтальной плоскости.

Из изложенного очевидно, что при корреляции разрезов скважин в закарстованных толщах необходим историко-геологический подход к развитию структур и формированию коллекторов.

В Ы В О Д Ы :

1. Корреляция разрезов скважин в закарстованных толщах осложнена особенностями накопления осадков на конседиментационных поднятиях в условиях обмеления бассейна и условиями закарстовывания массива в перерывы осадконакопления.

2. Подъем конседиментационного поднятия выше линии волновой эрозии сопровождается неравномерным накоплением осадков на сводовой и погруженной частях поднятия. Корреляция таких толщ должна осуществляться относительно реперов, залегающих в подошвенной части карстовых зон.

3. В толщах, закарстованных в различных гидродинамических зонах, опорной поверхностью являются плоскости напластования, поверхность расчлененного карстовыми формами рельефа, горизонтальная плоскость.

ЛИТЕРАТУРА

1. Быков В. Н., Наборщикова И. И., Данилова Л. Ю. и др. Влияние карста на строение карбонатных коллекторов. Гидрогеология и карстоведение, вып. 5, Пермь, 1974.
2. Данилова Л. Ю. Палеогидродинамическая зональность в закарстованных отложениях продуктивных толщ Пермской области. Гидрогеология и карстоведение, вып. 5, Пермь, 1974.
3. Жданов М. А. Нефтегазопромысловая геология. Гостоптехиздат, М., 1962.
4. Максимович Г. А. Основы карстоведения, т. 1, Пермь, 1963.
5. Максимович Г. А., Быков В. Н., Данилова Л. Ю. и др. Расчленение закарстованных карбонатных толщ в нефтегазоносных районах. Вопросы карстоведения, вып. III, Пермь, 1973.
6. Максимович Г. А., Быков В. Н., Зуев А. С. Палеокарстовые коллекторы нефти турнейского яруса Ярино-Каменноложского месторождения. Тр. Гипровостокнефть, Пермский филиал, вып. 1, Пермь, 1965.

Г. А. Максимович, К. А. Горбунова

ПРИРОДНЫЕ СТОЛЫ И ГРИБЫ КАРСТОВЫХ РАЙОНОВ И СОЛЯНЫХ ОЗЕР

В работе описываются столообразные и грибообразные формы различные по масштабу и генезису, встречающиеся в районах распространения карбонатных пород и каменной соли. По происхождению их можно подразделить на две группы: I — скульптурные денудационно-карстовые и карстовые; II — аккумулятивные гидрогенные. Первая группа представлена тремя литолого-генетическими типами: А/карбонатными останцовыми, Б/карбонатными, бронированными некарстующимися породами; В/соляными, бронированными менее растворимыми или нерастворимыми породами. Второй группе соответствует один тип — Г/соляные родниковые грибы соляных озер. Эти своеобразные формы еще недостаточно освещены в отечественной литературе.

А/Карбонатные останцовые грибы и столы, вероятно, широко распространены в районах развития карбонатных пород. Примером является Эстонская карстовая область [10]. В районе Костивере описаны грибообразные останцы из карбонатных пород площадью в несколько квадратных метров [13]. Часто они располагаются между карстовыми воронками. Многие наклонены вследствие неравномерного выщелачивания основания [11]. На схеме Костиверского карстового района Ю. Хейнсалу [13] показал более двух десятков карстовых останцов (рис. 1) среди которых пользуется известностью «Каменный гриб» (рис. 2).

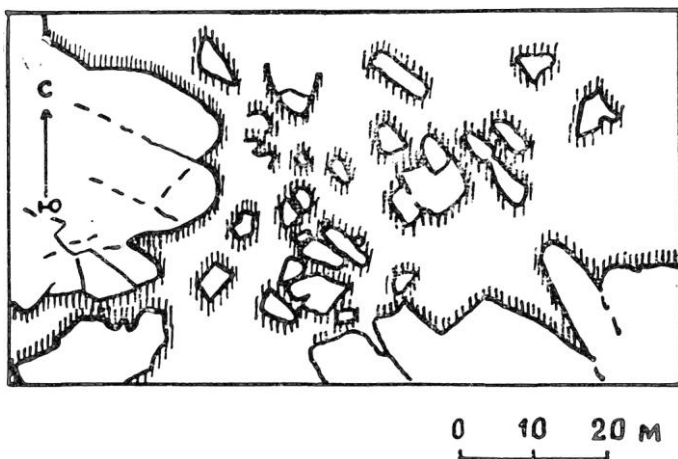


Рис. 1. Карстовые известняковые останцы в Эстонской карстовой области [13]

Б/Карбонатные столы и грибы, бронированные некарстующимися породами, чаще всего развиты в районах бывшего оледенения, описаны в Великобритании (С. Уэльс, Западный Йоркшир), Ирландии, Норвегии, Альпах и о. Новая Гвинея. После отступления ледника остаются эрратические валуны, которые бронируют подстилающие карбонатные отложения. Предохраненные от растворяющего действия атмосферных осадков карстующиеся отложения образуют столб, увенчанный шляпой из некарстующихся глыб и валунов.

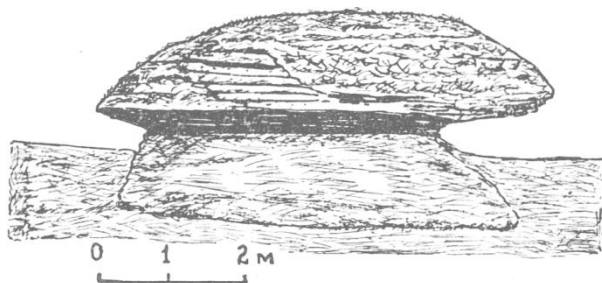


Рис. 2. «Каменный гриб» в районе Костивере [13]

В Северном Уэльсе (Великобритания) Д. Макинтош в 1883 г., по-видимому, первым описал карстовые столы. Он указал, что денудация известняков вокруг колонн, увенчан-

ных валунами, составляет более 150 мм. По этим данным он определяет химическую денудацию не менее чем 25,4 мм в тысячелетие [23]. На плато Нарбер в ю.-з. части Йоркшира нижнекаменноугольные известняки покрыты множеством глыб кристаллических сланцев. Карровые столы состоят из цоколей высотой около 50 см, перекрытых этими глыбами [14].

На юго-западе Ирландии в районе Кенмэра, где выпадает 1651 мм осадков [12], описаны карстовые грибы в области развития нижнекаменноугольных известняков [17]. Высота ножек, на которых лежат ледниковые валуны преимущественно из песчаников, достигает 15—18 м (рис. 3).

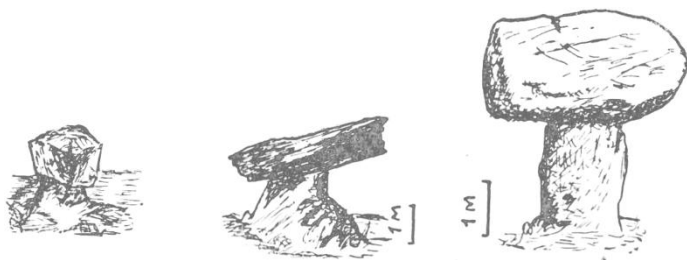


Рис. 3. Карстовые грибы района Кенмэр, Ирландия [17, стр. 377]

В районе Свартисена (Норвегия) над входом в карстовую пещеру имеются небольшие карстовые грибы с цоколем из известняка, высотой всего 10 см, бронированные глыбами порфирита [17]. Южнее, в районе Окстиндерне, высота цоколя подобных образований 25 см [17, 21, 22].

В Альпах, в каньоне Ури (Швейцария), на карровом поле одной из вершин в районе Альтдорф описаны карстовые столы. Карбонатные цоколи увенчаны блоками песчаника. Брюннер назвал их столами выщелачивания [16]. А. Бегли [15] в центральной Швейцарии на горе Меренберг описал карровые столы, цоколь которых имеет высоту 15 см. В Восточных Альпах карстовые столы наблюдали в ряде районов: Хатенгебирге [20], Дахштайн в Верхней Австрии [24—26], Тотес-Гебирге. Х. Гриммель приводит фотографию карстового стола с высотой цоколя 15—20 см среди известнякового карста Тауплиц-Хохальма (ю.-в. часть Тотес-Гебирге) на высоте около 1900 м.

На о. Новая Гвинея в Снежных горах в районе горы Карстенс отмечены коррозионные столы на поверхности известняков [18].

В/Соляные столы и грибы !были выделены А. И. Дзенс-Литовским[1]. Это останцы каменной соли, защищенные сверху глинистыми, гипсовыми, ангидритовыми и другими породами от растворяющего действия атмосферных осадков. На окружающей площади выходящая на поверхность соль выщелачивается. Высота соляных столов, грибов и пирамид от 1—2 до 4—6 м, а поперечник цоколя в 2—3 раза меньше[4]. По А. И. Дзенс-Литовскому[3], высота соляных грибов может достигать 30 и более метров при поперечнике бронирующей шляпы до 5—10 м. Эти формы развиты на обнаженных участках соли Ходжа-Мумына, Ходжа-Сартиса, Ходжа-Икана, Окуз-Булака, Ак-Беля и других в Средней Азии, в Солотвине (Закарпатье), в одной из межгорных впадин Тянь-Шаня, на соляных глетчерах Южного Ирана и в других райо-

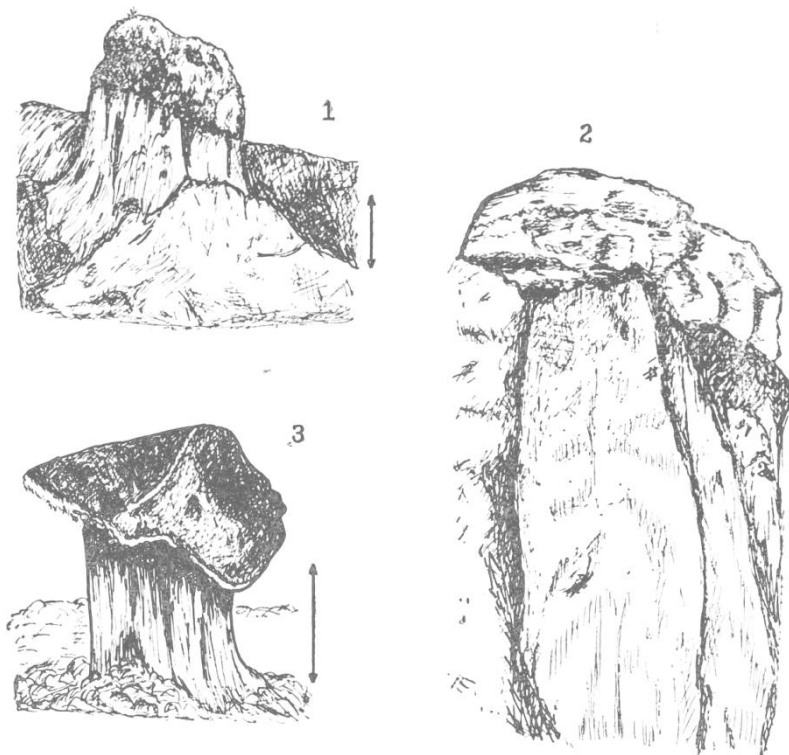


Рис. 4. Скульптурные соляные грибы: 1) на Солотвинском соляном куполе, Закарпатье [3, стр. 97]; 2) на склоне соляного купола Ходжа-Мумын, Средняя Азия [3, стр. 106]; 3) в межгорной впадине Тянь-Шаня [3, стр. 51]

Длина стрелки соответствует росту человека

нах [1, 3—5, 7]. Грибы располагаются в одиночку и группами (рис. 4).

На склонах соляных куполов наряду с молодыми можно наблюдать и старые соляные грибы. У одних шляпка наклонилась, у других она лежит у подножья белого соляного столба. Если сползшая шляпка не разбилась, то под ней на новом месте начинает расти новый соляной бронированный останец.

В молодых складчатых областях соль диапировых структур не только образует ядра протыкания, но, выходя на поверхность, растекается в виде соляных глетчеров. Вместе с солью выносятся гипсово-ангидритовая шляпка, глинистые прослои в соли и другие менее растворимые породы. Они и образуют бронирующие шляпки соляных останцов. Часть глыб попадает на глетчер при стекании его по уклону. Эти явления наиболее ярко выражены в Южном Иране [5].

Г/Соляные аккумулятивные родниковые грибы, по А. И. Дзенс-Литовскому [2, 3], встречаются группами и в одиночку на ровной поверхности пласта новосадки поваренной соли в соляных озерах. Они известны в озерах Старом (Перекоп) и Красном в Крыму, Баскунчак, Эльтон, Индер и в заливе Кара-Богаз-Гол [2, 3]. Соляные грибы в оз. Старом имеют высоту 20—25 см, что соответствует слою рапы. Поперечник ножки гриба 5—7 до 10 см, а шляпка 17—30 до 80 см при преобладании 20—25 см. Средний вес гриба около 20—25 кг (рис. 5).

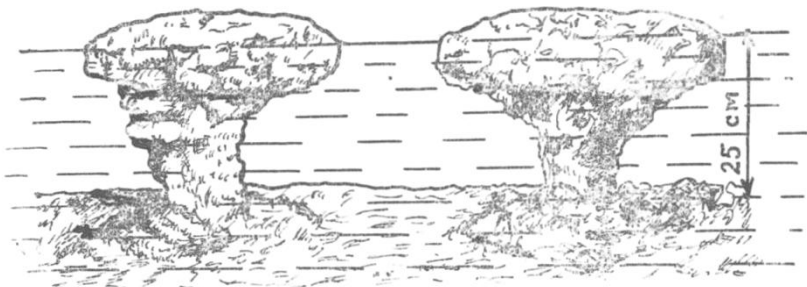


Рис. 5. Соляные грибы оз. Старого, Перекоп [3]

(На донных соляных отложениях мелководной части Кара-Богаз-Гола поперечник плоской шляпки — 30—40 см, а высота тонкой ножки — 30—35 см. В месте прикрепления гриба в пласте новосадки находится небольшое отверстие диаметром 2,5—3 см. Ножка гриба полая с каналом, имеющим такой же диаметр. В поперечном разрезе ее наблюдаются концентрические слои вокруг канала.

В отличие от рассмотренных выше скульптурных форм соляные грибы представляют аккумулятивные образования. Воды подсолевого напорного горизонта, пройдя через каналы в галите новосадки, преобразуются в хлор-натриевые рассолы (рис. 6). При смешении их с поверхностной магниевой рапой озера отлагается поваренная соль. Над отверстием канала из медленно поступающего рассола растут мелкие кристаллы, образующие соляной столбик, достигающий рапы. Так формируется ножка будущего соляного гриба. На уровне зеркала рапы рост трубчатого столбика прекращается, а из продолжающегося поступать рассола, растекающегося в поверхностном слое озера, кристаллизуется шляпка гриба, в которой также наблюдаются каналцы. Некоторую роль играет и волнение. На дне соляных озер встречаются соляные грибы на разных стадиях развития [2].

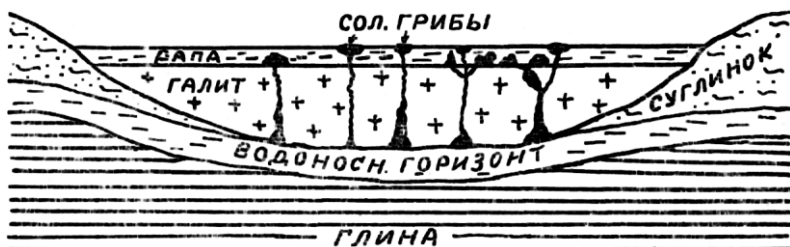


Рис. 6. Схема возникновения соляных грибов в соляном озере [2, стр. 84]

Данные о природных столах и грибах в карстовых районах и соляных озерах приведены в табл. 1,

М о р ф о м е т р и ч е с к и е д а н н ы е о столах и грибах весьма неполны, причем чаще приводится их высота. Используя десятичную классификацию, можно разделить эти образования на три класса (табл. 2). Наибольшей высотой характеризуются скульптурные соляные грибы и столы, что обусловлено большой растворимостью каменной соли, и наименьшей — аккумулятивные соляные грибы озер.

Вопросы терминологии. Если для грибов и столов соляного карста и соляных озер, нет разногласий в терминологии, то для обозначения подобных форм в карбонатных отложениях применяется много терминов. В Восточных Альпах для Дахштайна их именуют известняковыми денудационными столами или коррозийными столами [25—27], для Тотес-Гебирге — известняковыми столами [27] и карстовыми столами

Т а б л и ц а 1

Классификация природных столов и грибов карстовых районов и соляных озер

Группы	Литолого-генетические типы	Климатические условия	Процессы, обуславливающие возникновение	Примеры
I. Скульптурные денудационно-карстовые и карстовые	А. Карбонатные останцовые	Гумидные	Выветривание, карстообразование	Каменный гриб в районе Костивере в Эстонской карстовой области
	Б. Карбонатные бронированные	Гумидные постледовые	Выщелачивание карбонатных отложений между бронирующими глыбами	Карстовые столы Великобритании (Йоркшир, Уэльс), Ирландии, Норвегии, Альп, о. Новая Гвинея
	В. Соляные бронированные	Аридные, реже – гумидные	Выщелачивание соли между бронирующими глыбами	Соляные столы и грибы Средней Азии, Солотвино (Закарпатье), межгорной впадины Тянь-Шаня, соляных глетчеров Южного Ирана
II. Аккумулятивные гидрогенные	Г. Соляные родниковые соляных озер	Аридные	Выпадение на поверхности новосадки в соляном озере галита из восходящих рассолов	Соляные грибы озер Старое и Красное в Крыму, Эльтона, Индера, Баскунчака, Кара-Богаз-Гола

**Высота природных столов и грибов карстовых районов
и соляных озер**

Класс	Высота, <i>м</i>	Соляные	Карбонатные (высота цоколя)	Соляных озер
I. Большие	>10	>30 <i>м</i> , Ходжа-Мумын [3]		
II. Средние	10–1	6–1 <i>м</i> , Средняя Азия [4]	до 1,8—1,5 <i>м</i> , Ирландия [17]	
III. Малые	1–0,1	Средняя Азия [3,4]	0,5 <i>м</i> Норбер, Ве- ликобритания [14]; 0,2—0,15 <i>м</i> Тотес- Гебирге, Австрия [28]; 0,25 <i>м</i> Окстиндерне, Норвегия [21]; 0,15 <i>м</i> Меренберг, Швейцария [15]; 0,1 <i>м</i> Свартисен, Норвегия [17]	0,25 <i>м</i> оз. Старое, Перекоп в Крыму [3]; 0,4–0,3 <i>м</i> Кара-Богаз-Гол [3]

[28,29], а для Хагенгебирге /Зальцбург/ — карстовыми столами [20]. В Западных Альпах в Швейцарии их называют карровыми столами [15] и столами выщелачивания [16]. Термин «карровые столы» применяют и для плато Норбер в Великобритании [14]. В Ирландии Ж. Корбель описал их как блок на столбе [22] и известняковые грибы [17], на о. Новая Гвинея — коррозионные столы [18].

Х. Триммель в спелеологическом словаре обозначил эти образования как карровые столы, а в последних работах — карстовые столы [28, 29]. Этот вопрос обсуждался на подкомиссии по терминологии Международного спелеологического союза [19]. В разработанном проекте 1972 г. под номером 13, 14 указывается, что карровый стол — это то же, что и карстовый стол. Предпочтение отдается второму термину, а в пояснении указывается, что карстовый стол — это форма выщелачивания карстующихся пород, состоящая из цоколя в виде колонны или столба и лежащего на ней блока. Члены комиссии не учли наличие карстовых столов в каменной соли.

В соответствии с рекомендацией комиссии по терминологии для карбонатного карста следует применять термин «карстовый стол». При грибообразной форме вслед за Ж. Корбелем и другими возможно применение термина «карстовый гриб». В соляном карсте в соответствии с принятой в СССР терминологией следует говорить о соляных столах и грибах.

Грибообразные формы в соляных озерах следует обозначать как аккумулятивные соляные грибы.

В настоящей работе не рассматриваются фунги — грибообразные выросты на дне пещерных озер карбонатного карста, так как для этого пока мало данных. В спелеологической литературе они обычно упоминаются, но детально не описываются.

Химическая денудация карбонатных отложений. Научное значение карстовых столов неоднократно подчеркивалось. В равнинных и горных районах, где валуны недавнего оледенения бронируют известняки и другие карбонатные отложения, столбы или цоколи карстовых столов показывают величину послеледниковой денудации. Деление их высоты на количество лет, прошедших после отступления ледника, дает величину химической денудации в микронах (табл. 3).

Т а б л и ц а 3

Район	Высота карбонатного цоколя, м	Возраст конца оледенения, лет	Химическая денудация		Литерат. источник
			мкм/год	Класс [9]	
Ирландия	1,8–1,5	10000	18–15	4	[17]
Норбер, Великобритания	0,5	12000	40	3	[14]
Окстиндерне, Норвегия	0,25	1450	10	4	[21, 17]
С. Уэльс, Великобритания	0,15	6000	25	3	[23]
Альпы, Швейцария	0,15	10000	15	4	[15]
«	0,15	300	50	3	[17]

Не все данные о возрасте конца оледенения соответствуют современным представлениям. Приведенные цифры величин химической денудации больше средней для земного шара — 12 мкм [6, 9]. Это объясняется хорошей растворимостью карбонатных отложений и высокой растворяющей способностью богатых CO_2 дождевых вод. При подсчете химической дену-

дации по высоте цоколя карстовых столов необходимо учесть наблюдения в соляном карсте, где бронирующий валун, упав с цоколя, дает начало новому, более молодому, карстовому столу.

Настоящая работа является дополнением к опубликованной главе о карстовых останцах [8], где бронированные карстовые столы не рассматривались.

Изучение высокогорных карстовых областей, подвергавшихся оледенению, быть может, приведет к открытию карстовых столов и на территории СССР.

Институт карстоведения и спелеологии

ЛИТЕРАТУРА

1. Дзенс - Литовский А. И. Карст соляных месторождений СССР. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 72, № 6, 1970.
2. Дзенс - Литовский А. И. Методы комплексного исследования и разведки озерных соляных месторождений (соляные озера). Тр. Ин-та геалургии, т. 34, Л., 1957.
3. Дзенс - Литовский А. И. Соляной карст СССР. Изд. «Недра», Л., 1966.
4. Короткевич Г. В. Соляной карст. Изд. «Недра», Л., 1940.
5. Максимович Г. А. Типы карстовых явлений. Тез. докл. Пермской карстовой конференции, Пермь, 1947.
6. Максимович Г. А. Химическая география вод Суши. Географгиз, М., 1965.
7. Максимович Г. А. Соляной карст Земли. Общие вопросы карстоведения. Изд. АН СССР, М., 1962.
8. Максимович Г. А. Основы карстоведения, том I, гл. V. Карстовые останцы, Пермь, 1963.
9. Максимович Г. А. Основы карстоведения, том II, гл. III. Химическая денудация, Пермь, 1969.
10. Максимович Г. А., Хейнсалу Ю. И. Новый тип гидродинамического профиля в Эстонской карстовой области. Изв. АН ЭССР, т. 8, сер. техн. и физ.-мат. наук, № 3, 1959.
11. Мянниль Р. М., Орвику К. К., Ряхни Э. Э. Путеводитель геологической экскурсии научной сессии, посвященной 50-й годовщине со дня смерти акад. Ф. Б. Шмидта. Карст в Костивере. Таллин. 1958.
12. Фримен Т. Ирландия. Изд. ин. лит., М., 1952.
13. Хейнсалу Ю. Общая характеристика карстопроявлений в Эстонской ССР. Научн. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН ЛитССР, 4, 1957.
14. Valáz D. A karrasztalok jelentosege a karsztkronologiaban. Karszt. es barlang, 3, N 2, 1963.
15. Bögli A. Karrentische, ein Beitrag zur Karstmorphologie. Zeitschrift für geomorphologie, 5, N 3, Berlin, 1961.
16. Bruckner W. Über «Lösungstische». Die Alpen, N 3—III, 1956.
17. Corbel J. Les karsts du nord-ouest de l'Europe... Lyon, 1957.
18. Dözy J. J. Eine Gletscherwelt in Niederländisch-Neuguinea. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. 26, 1938.
19. Fink M. H. Beschlüsse der internationalen Arbeitskonferenz der Subkommission für Terminologie in Obertraun 1971. Die Hohle, 22. Jg. H. 4, Wien, 1971.

20. H a s e r o d t K. Untersuchungen zur Hohlen — und Altersgliederung der Karstformen in den Nordlichen Kalkalpen. Miinchner Geographische Hefte, H. 27, Kallmiinz/Regensburg, 1965.

21. H o e l A. Okstinderne. Ejeldgrunden og braeerne. Norges geol. Undersokelse, N 57, pi. 4, Oslo, 1910.

22. H o r n G. Ober einige Karsthohlen in Norwegen. Mitt, fiber Hohlen und Karstforschung, H. 1, Beriin, 1937.

23. M a s k i n t o s h D. Results of observations in 1882 in the Positions of Boulders... Geol. Mag., New Series, Decade II, vol. X, London, 1883.

24. M o s e r R. Die Vergletscherung im Dachstein und ihre Spuren im Vorfeld. Diss. an der Univers. Innsbruck, 1954.

25. M o s e r R. Zur Abtragung in Dachsteingebiet. Jahrbuch des Oberost. Musealvereins, Bd. 101, Linz, 1956.

26. M o s e r R. Kalktische im Toten Gebirge und im Dachsteingebiet. Jahrbuch des Deutschen Alpenvereins, Bd. 92, Munchen, 1967.

27. T r i m m e l H. Karrentisch. Spelaologisches Fachworterbuch, Wien, 1965.

28. T r i m m e l H. Das Phanomen der «Karsttische» (Karrentische) — ein Beitrag zu den Problemen einer einheitlichen Karstterminologie. Die Hohle, 22, N 4, 1971.

29. T r i m m e l H. Ein Nachtrag zur Literatur fiber Karsttische (Karrentische). Die Hohle, 23, N 4, 1972.

Е. А. Иконников

УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ КАРСТА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЮРЮЗАНО-СЫЛВИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Юрюзано-Сылвинская депрессия является частью Предурального прогиба. Она выполнена преимущественно терригенными и сульфатно-галогенными отложениями пермского возраста. В депрессии широко развиты карстовые явления, которые описаны в работах Г. А. Максимовича, Л. А. Шимановского [8], Г. А. Максимовича, К. А. Горбуновой [6, 7, 9], Л. А. Шимановского [11, 12], В. С. Лукина [5], К. А. Горбуновой [1,2] и других авторов.

Карстовые процессы Юрюзано-Сылвинской депрессии протекают в различных геоструктурных, литолого-фациальных и гидрогеологических условиях. Различие природных обстановок на исследованной территории позволило выделить три меридионально вытянутых карстовых зоны, а в пределах каждой зоны — два гидродинамических профиля, сменяющих друг друга в широтном направлении.

1. Западное крыло депрессии сложено породами поповской свиты: мергелями, глинами, ангидритами и гипсами. Карстовые явления наиболее интенсивно развиваются в суль-

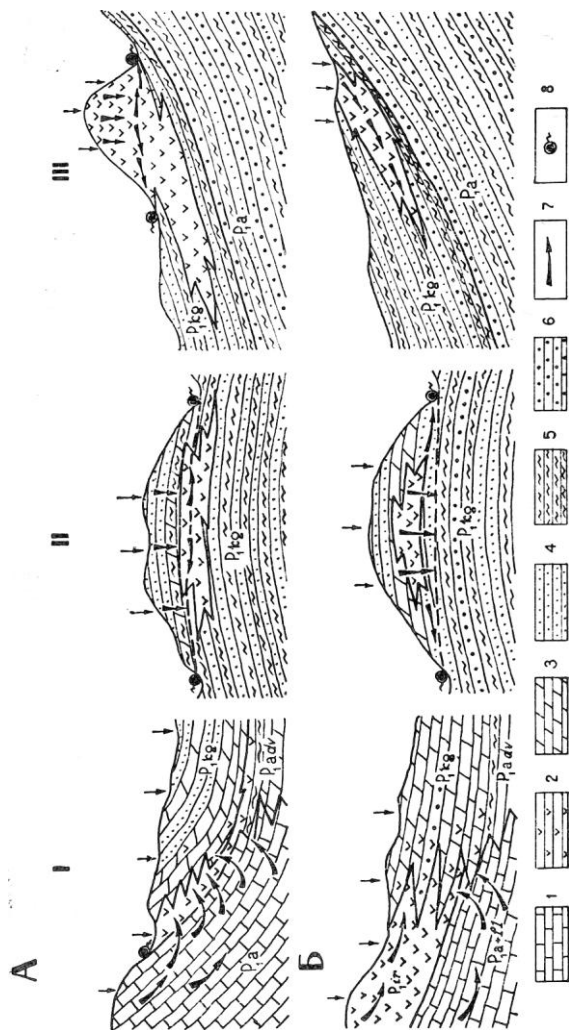


Рис. 1 Условия развития карста в северной части Юрюзано-Сылвинской депрессии: на западном крыле (I, А, Б), в центральной части (II, А, Б), на восточном крыле (III, А, Б).

1 — известняк; 2 — гипс, ангидрит; 3 — мергель; 4 — песчаник, алевролит; 5 — аргиллит; 6 — конгломерат; 7 — направление движения подземных вод; 8 — родник.

фатно-глинисто-карбонатном разрезе. Карстуются преимущественно пачки гипса и ангидрита. Реже наблюдается карст в известняках и доломитах.

Там, где западное крыло депрессии является одновременно восточным крылом Уфимского вала (рис. 1, 1А), на карстовые процессы оказывают существенное влияние гидрокарбонатные воды карбонатных пород Уфимского вала. Последние поступают в поповскую свиту сбоку и снизу по тектоническим трещинам. В результате формируются глубокие карстовые провалы и крупные депрессии [3, 2]. В таких условиях развивается карст в Кишертско-Суксунском районе [9] и на Чатлыкском участке Ачитско-Натальинского карстового района [11].

Севернее Уфимского вала (рис 1, I Б) карстовые явления обусловлены преимущественно деятельностью трещинных вод поповской свиты. Сульфатные воды иренского горизонта, движущиеся с запада, неагрессивны по отношению к гипсу. В этой обстановке находится Сергинцовско-Долгушинский карстовый район [6].

II. Центральная часть депрессии выполнена породами поповской и кошелевской свит. Карстованию подвержены линзы и прослой гипсов, ангидритов, расположенные на сводах и крыльях антиклинальных структур. По типу гидродинамического профиля [10] участки развития карста относятся ко второму варианту I типа (р-н д. Осинцево) и к первому варианту II типа (р-н д. Бьрма) (рис.1, II А, Б). Карст обусловлен деятельностью трещинных вод кунгурского водоносного комплекса.

В пределах поднятий (Осинцевского, Юрканского, Тулумбасовского, Асовского и других) карстовые воронки располагаются цепочками, контролируя тектонические нарушения и трещины.

В районе дд. Чатлык, Подгорная, Лебяжье карст локализуется у основания артинских рифов. Здесь формируются поля карстовых воронок полукольцевого типа (рис. 2.). Это связано с литологическими особенностями иренского горизонта в зоне распространения рифов: с запада к рифам примыкают ангидриты, а с востока — преимущественно мергели и глины.

В этой зоне расположены Тулумбаско-Тисовский [3], Ачитско-Натальинский и Шаквинско-Косвинский карстовые районы. Первые два района характеризуются развитием закрытого сульфатного и в меньшей степени соляного карста. Для Ачитско-Натальинского района кроме того характерно

распространение кластокарста в конгломератах и конгломерато-брекчиях [12].

Шаквинско-Косьвинский район расположен севернее Тулумбасско-Тисовского до р. Косьвы. Это район редких карстопоявлений в песчаниках на растворимом цементе, в линзах гипса и ангидрита [4].

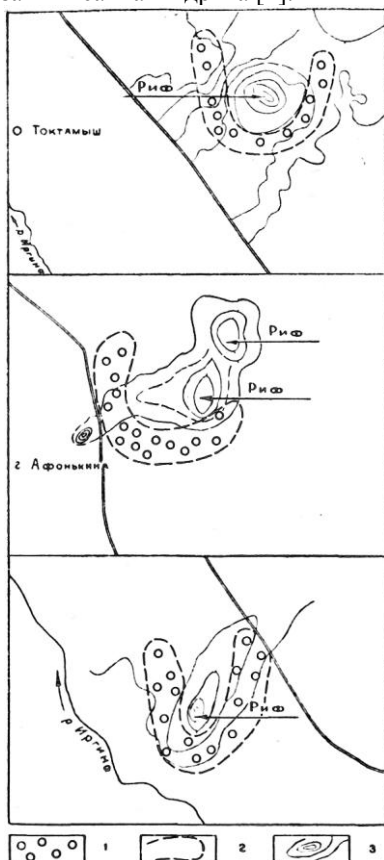


Рис. 2. Поля карстовых воронок полукольцевого типа: 1 — карстовые воронки; 2 — граница карстовых полей; 3 — горизонтали рельефа.

III. Восточное крыло депрессии сложено породами лекской и урминской свит.

Карстовые процессы образуются в линзах гипса и ангидрита лекской свиты на контакте с артинскими терригенными породами. Карст развивается по второму варианту I типа (район ст. Кордон) (рис. I, III, Б), первому варианту III типа (г. Опока) рис I, III, А) и обусловлен деятельностью трещинных вод кунгура. В районе г. Чусового, по данным П. И. Яко-

венко, карст связан с действием восходящих слабоминерализованных вод движущихся со стороны Урала.

Особенностью карста восточного крыла депрессии являются карстовые останцы, представляющие собой гипсовые горы и холмы высоток до 100—120 м. В пределах останцов расположены месторождения гипса Селищнинское, Опокинское, Чусовское, Любимовское. Упомянутые останцы, вероятно всего, в прошлом были единым массивом. Разобщение гипсовой толщи произошло вследствие поднятия местности и разрушения ее размывом и карстовыми процессами.

Анализ условий формирования карста поможет поискам подземных вод для целей водоснабжения и оценке устойчивости закарстованных территорий при инженерно-геологических исследованиях.

Институт карстоведения и спелеологии

ЛИТЕРАТУРА

1. Горбунова К. А. Формирование карстовых брекчий восточного крыла Уфимского вала в свете гидрогеологических данных. Изв. ВУЗ, Геология и разведка, № 10, 1960.
2. Горбунова К. А. Особенности гипсового карста. Путеводитель по Кишертско-Суксунскому карстовому району. Пермь, 1965.
3. Иконников Е. А., Костарев В. П. О глубинной закарстованности поповской свиты кунгурского яруса западного крыла Юрюзано-Сылвинской депрессии. Вопросы карстоведения, вып. 2, Пермь, 1970.
4. Иконников Е. А., Крутов В. М. Кластокарстовые явления северной части Юрюзано-Сылвинской депрессии и их роль в гидрогеологии. Гидрогеология и карстоведение, вып. 4, Пермь, 1971.
5. Лукин В. С. Провальные явления на Урале и Предуралье. Гидрогеология, сб. № 3. Свердловск, 1963.
6. Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области. Пермь, 1958.
7. Максимович Г. А., Горбунова К. А. Некоторые провалы в Кишертско-Суксунском карстовом районе. Зап. отдела Пермского географии. об-ва СССР, вып. 1, 1960.
8. Максимович Г. А., Шимановский Л. А. Карстовый провал у с. Брехово Суксунского района Пермской области. Уч. зап. Пермского ун-та, т. X, вып. 2, 1956.
9. Максимович Г. А., Горбунова К. А. Типы карста Урала. Типы карста в СССР. М., «Наука», 1965.
10. Максимович Г. А. Основы карстоведения, т. 1, Пермь, 1963.
11. Шимановский Л. А. Изучение карста при мелкомасштабных гидрогеологических съемках на примере Уфимского плато и прилегающих территорий. Методика изучения карста, вып. 6, Пермь, 1963.
12. Шимановский Л. А. Кластокарст Юрюзано-Сылвинской депрессии. Изв. АН СССР, сер. географ., № 2, 1964.
13. Яковенко П. И. Сульфатный карст Среднего Предуралья. Карст Урала и Предуралья, Пермь, 1968.

СОВРЕМЕННЫЙ КАРСТ ВЕРХНЕКАМСКОГО СОЛЕНОСНОГО БАСЕЙНА

Современные карстовые процессы на площади Верхнекамского соленосного бассейна обусловлены выщелачиванием подземными водами соленосной толщи (как каменной соли, так и верхних пластов калийно-магниево-солей) и развиваются под воздействием естественных и искусственных факторов. В последнем случае они полностью или частично вызваны инженерно-хозяйственной деятельностью человека.

Природные процессы современного выщелачивания соляных пород связаны главным образом с образованием хлоридно-натриевых надсолевых карстовых рассолов. Формирование последних происходит в основном на восточной окраине месторождения и весьма незначительно на остальной территории. В связи с этим, а также благодаря большой мощности покрывающих соль терригенно-карбонатных пород, поверхностные формы карста на площади месторождения отсутствуют. Поэтому об интенсивности карстовых процессов в солях можно судить по химическому составу карстовых и речных вод.

Гидрохимические фации (речных вод областей развития карстующихся пород отличаются от зональных. Пермская область относится к широтной зоне преобладания гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций речных вод северного полушария [10].

Гидрологические и гидрохимические исследования рек на площади месторождения проводились в период летней межени — в августе 1970—1973 гг., когда подземный сток достигает максимума в процентном отношении. Всего было обследовано около 20 рек на правом и левом берегах р. Камы. Значительная часть из них характеризуется средней минерализацией воды — 300—500 мг/л (табл.). Наибольшая минерализация речных вод достигает 11,6 г/л при хлоридно-натриево-сульфатном составе (р. Солониha, бассейн р. Игу-ма).

Из всех проанализированных проб 20 % показали, что ион хлора прочно занимает первое место в гидрохимической фации, в 16 % он находится на втором месте и в 8 % — на третьем. В целом ион хлора входит в 50 % всех гидрохимических фаций.

Одной из основных причин засоления речных вод являются многочисленные соленые источники, выходящие по бе-

**Химический сток рек на площади Верхнекамского
соленосного бассейна**

Река	Модуль жидкого стока л/сек с 1 км ²	Минерализация, мг/л	Содержание Cl, мг/л	Химический сток, т/год с 1 км ²		Денудация, микрон	
				Cl	солей	Cl	солей
Боровица, нижн. течение *	30,4	208,6	49,6	47,5	199,7	21,6	80,0
Боровица, средн. течение *	26,6	242,7	53,2	44,6	203,9	20,3	81,5
Усолка, нижн. течение	16,8	331,5	28,4	14,9	175,6	6,8	70,2
Усолка, средн. течение	2,8	502,6	31,9	2,8	44,4	1,3	17,7
Усолка, верх. течение	2,4	289,2	10,6	0,8	21,9	0,4	8,7
Селянка, нижн. течение	10,4	281,4	17,7	5,8	92,3	2,7	37,0
Селянка, верх. течение	2,0	165,6	14,2	0,9	10,4	0,4	4,1
Извер. устье	10,6	324,4	3,6	1,2	108,4	0,5	43,3
Извер, верх. течение	5,4	346,7	7,1	1,2	59,0	0,5	23,6
Легчим, устье	9,8	370,0	7,1	2,2	114,3	1,0	45,7
Легчим, верх. течение	10,0	324,4	7,1	2,2	102,4	1,0	41,0
Игум, нижн. течение	6,3	2252,0	939,6	186,7	447,4	84,9	179,0
Дресвянка	2,0	336,0	10,6	0,7	21,2	0,3	8,5
Селениха *	2,6	5768,0	2854,3	234,0	473,3	106,4	189,3
Солониha	10,2	564,1	120,6	38,8	181,4	17,6	72,5
Усолка, бассейн Игума *	4,1	991,4	397,1	51,3	128,2	23,6	51,3
Усолка, бассейн Игума *	4,1	1969,4	923,3	119,4	254,6	54,3	101,8
Зырянка	4,2	410,5	7,1	0,9	54,4	0,4	21,7

* Реки, в долинах которых или непосредственно в русле расположены рассолоподъемные скважины.

регам рек или непосредственно в их русле. Е. А. Лушников [8] отмечает, что рост минерализации речных вод связан с увеличением в 2—4 раза подземного питания рек за счет более минерализованных карстовых вод. Как видно из таблицы, минерализация речных вод может повышаться более чем в 10 раз.

В результате увеличения минерализации речных вод возрастает химический сток, который является одним из основ-

ных показателей активности карстовых процессов [5—9, 11]. Карстовые явления увеличивают интенсивность химической денудации в 1,5—10 раз. Особенно это заметно на малых реках. Благодаря повышенной растворимости галогенных пород, химическая денудация рек в районах соляных залежей увеличивается в 2,5—3 раза по сравнению с областями развития карбонатных пород и в 4—10 раз по сравнению с территориями, сложенными некарстующимися породами.

Автором были подсчитаны количественные характеристики химического стока и денудации для правобережных притоков р. Камы на площади Верхнекамского соленосного бассейна, которые приведены в таблице. Как видно из таблицы, химическая денудация в зависимости от концентрации подземного стока изменяется в широких пределах и составляет в среднем 60—65 микрон в год, что значительно превышает большинство районов Пермской области и Урала [6—9].

Приведенные данные показывают, что природные процессы растворения соляных пород на площади Верхнекамского месторождения калийных солей в современный период протекают весьма интенсивно.

Карстовые явления под влиянием антропогенного фактора развиваются, когда нарушаются первоначальные естественные условия залегания пород и циркуляции подземных вод. В этом случае возникают или активизируются весьма нежелательные для человека карстовые процессы и явления, с которыми приходится бороться при разработке и эксплуатации всех соляных месторождений. В результате активно развивающихся процессов выщелачивания на соляных месторождениях образуются различные поверхностные и подземные карстовые формы. Как правило, каждое месторождение имеет свои особые формы карста, которые обусловлены главным образом гидрогеологическими и инженерно-геологическими условиями месторождения, литолого-минералогическим составом соляных и покрывающих пород, системой разработки месторождения и т.п. В условиях Верхнекамского месторождения калийных солей со сложными гидрогеологическими и инженерно-геологическими условиями [1] карстовые явления связаны главным образом с проходкой и эксплуатацией шахтных стволов и древних рассолоподъемных скважин, вскрывших обводненный контакт соляных и покрывающих пород.

Реальная угроза затопления калийных шахт Верхнекамского месторождения создается наличием над соляными породами плитнякового водоносного горизонта, гидравлически связанного с карстовыми контактными рассолами. По дан-

ным геологов Соликамской геологоразведочной партии, общие рассчитанные водопритоки в шахтные стволы на месторождении изменяются от 500 до 1500 м³/час. Несмотря на наличие тщательной изоляции контакта водосодержащих и соляных пород, водопроявления наблюдались при проходке и эксплуатации всех шахтных стволов Соликамско-Березниковского района. Объемы сформировавшихся карстовых полостей и покровной каменной соли и в карналлитовой породе достигали в отдельных случаях нескольких сотен куб. метров.

О возможном выщелачивании соленосных пород под влиянием древних рассолоподъемных скважин мы указывали ранее [3, 4]. Не исключено, что в уменьшении мощности покровной каменной соли, а, возможно, и продуктивных пластов определенную роль сыграли рассолоподъемные скважины. Это особенно проявилось при бурении геологоразведочных скважин Геологического комитета на территории солеваренного завода в Соликамске [2].

Рассолоподъемные скважины значительно увеличивают интенсивность химической денудации. Так, химическая денудация хлоридов реками, в долинах которых имеются старые рассолоподъемные скважины (табл.), возрастает в несколько десятков раз по сравнению с фоновыми значениями (Боровица, Усолка — бассейн Яйвы и др.).

Институт карстоведения и спелеологии

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев А. Н. Классификация калийных месторождений по гидрогеологическим и инженерно-геологическим условиям. Горный журнал, № 6, 1968.
2. Бек В. Г. Опасность затопления калийных рудников и ее предупреждение. Калий, № 7, 1934.
3. Бельтюков Г. В. Древние рассолоподъемные скважины на Верхней Каме. Мат. VIII Всеуральск. совещ. по вопросам географии, охраны природы и природопользования. Уфа, 1972.
4. Бельтюков Г. В., Семенов Н. И. О возможном развитии карстовых процессов под влиянием древних рассолоподъемных скважин. Вопросы карстоведения, вып. II, Пермь, 1970.
5. Горбунова К. А. Подземная химическая денудация и активность карста восточной части Уфимского вала. Уч. зап. Пермского ун-та, т. XV, вып. 1, Пермь, 1960.
6. Кротова Е. А. Химический сток карстовых районов Пермской области. Вопросы карстоведения, Пермь, 1969.
7. Кротова Е. А. Количественная оценка интенсивности карста Пермской области. Вопросы карстоведения, вып. II, Пермь, 1970.
8. Лушников Е. А. Влияние карста на денудацию рек Урала. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 3 (4), Пермь, 1964.
9. Лушников Е. А. Изменение интенсивности денудации водосбор-

ных площадей карстовых районов Урала и Приуралья. Вопросы карстования, вып. II, Пермь, 1970.

10. Максимович Г. А. Химическая география вод суши. Географгиз, М., 1955.

11. Максимович Г. А., Балков В. А. Определение интенсивности карстообразования по величине и составу зимнего стока. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 2 (3), Пермь, 1963.

Л. Н. Морозов, С. А. Свидзинский

ОСОБЕННОСТИ КАРСТА НА ЭЛЬТОНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Карстовые полости на Эльтонском соляном куполе выявлены в процессе поисково-разведочного бурения на калийные соли. Наличие их зафиксировано провалами бурового инструмента в подошве покровной гипсово-ангидритовой толщи на глубину 0,2—3 м, реже до 10 м, отсутствием керна на отдельных интервалах проходки, полным или катастрофическим поглощением промывочной жидкости при вскрытии гипсово-ангидритовых образований покровной толщи и в особенности соляного зеркала, перебуркой рыхлого песчано-глинистого материала, развитого среди сульфатных пород.

Глубина залегания соляной залежи изменяется от 80—200 до 270—300 м, достигая максимальных величин в сводовой части структуры. В покровной гипсово-ангидритовой толще, образовавшейся в результате выщелачивания солей и накопления остаточных продуктов (карстогенных — по Г. В. Короткевичу [2]), установлено несколько карстовых этажей.

В возрастном отношении вторичный карст поднятия (имеется в виду карстование элювиальных гипсов, в отличие от первичного карста, обусловленного выщелачиванием солей на своде растущего соляного массива) можно условно подразделить на две генерации — современный и древний (предположительно дохвалынский).

К современному карсту мы относим все карстовые полости, процесс растворения которых продолжается. Сюда прежде входят подземные карстовые воронки, развитые в верхней части гипсово-ангидритовой толщи. Они прослеживаются почти по всей площади купола и фиксируются поглощением бурового раствора или, значительно реже, провалами бурового инструмента.

Ярким примером современного карста является зона контакта гипсово-ангидритовой толщи и соляной залежи (соляное зеркало). В данном случае основную роль играет не карстообразование в гипсах, а выщелачивание солей, слагающих свод купола. Рассматриваемая зона современного карста прослеживается по всей площади Эльтонской структуры. Характерной особенностью этой зоны является ее тяготение к крайним частям купола, тогда как «сухой», обычно строго горизонтальный, контакт приурочен в преобладающем большинстве случаев к центральным частям свода.

На закарстованных участках соляного зеркала местами встречается маломощный (0,1—0,2 м) прослой слабосцементированных агрегатов или отдельных кристаллов светло-серого гипса размером 1—2 см. Иногда на соляном зеркале в нижней части карстовых полостей имеется прослой серой и серо-зеленой песчано-глинистой породы, вмещающей значительное количество мелких обломков или кристаллов гипса.

Древние карстовые полости встречаются по всему интервалу гипсово-ангидритовой толщи на разных гипсометрических уровнях. Как правило, они заполнены серыми, зеленовато-серыми песчанистыми глинами с включением обломков различных размеров гипса, известняка и доломита.

Самородная сера, заполняющая гнездовидные и сетчато-ветвистые прожилки в ангидритах кепрока, приурочена также к нескольким гипсометрическим уровням.

Наличие нескольких карстовых этажей, образовавшихся, по-видимому, на различных уровнях залегания подземных вод, свидетельствует о неоднократных периодах усиленного карстования гипсов в геологической истории Эльтонского купола в связи со сменой местного базиса эрозии.

Древний карст в гипсово-ангидритовой толще, по-видимому, приурочен в основном к ослабленным зонам тектонических нарушений, являющихся следствием воздействия «жесткого» покровного чехла на неравномерный размыв различных участков соляного массива или же на различную скорость их роста.

Изучение как современного, так и древнего карста солянокупольных структур является весьма необходимым при проведении поисково-разведочных работ на калийно-магниевые соли и связанные с ними полезные ископаемые. Карстообразование на соляном зеркале обуславливает изменение минералогического состава солей под воздействием петрографического состава солей под воздействием процессов гипергенеза [1]. В покровной толще гипсово-ангидритовых пород могут накапливаться во вторичном залегании бораты и другие ценные полезные ископаемые. К карстовым полостям на

соляном зеркале и к нижней части кепрока приурочен горизонт концентрированных хлоридных рассолов с высоким содержанием брома и других микроэлементов.

Волгоградская комплексная геологическая экспедиция

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов А. А., Воронова М. Л. Галогенные формации Изд-во «Недра», Л., 1970.
2. Короткевич Г. В. Соляной карст. Изд-во «Недра», Л., 1970.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ГИДРОЛОГИЯ КАРСТА

*А. Я. Гаев, В. Я. Захарова, Г. С. Малкина, Д. И. Пастухов,
М. А. Тихоненко, А. П. Бутолин, Т. А. Уберт*

**ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
КАРСТУЮЩИХСЯ ПОРОД
ПЛАТФОРМЕННОЙ ЧАСТИ
ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ**

Исследуемая территория Оренбургской области в гидрогеологическом отношении является составной частью Волго-Камского артезианского бассейна, замыкая его с юго-востока,

Карстующиеся породы составляют более 70,0 % осадочно-го чехла, слагая отдельные горизонты среднего девона и почти полностью разрез от франского яруса верхнего девона до казанского яруса верхней перми включительно. Среди карстующихся пород в Оренбуржье преобладают известняки и доломиты. Плотные разности чередуются с пористыми. Преобладают мелкозернистые, органогенные и реже обломочные известняки и мелкозернистые доломиты нередко с реликтами органогенной структуры. В среднем и верхнем карбоне и перми существенную роль играют ангидриты, гипсы и соли, образуя хороший региональный и ряд локальных водоупоров.

Слои и прослои аргиллитов, глин и алевролитов кыновско-пашийского, малиновско-яснополянского, Верейского возраста расчленяют карстующуюся толщу пород палеозоя на ряд водоносных комплексов: франско-турнейский карбонатный, визейско-башкирский карбонатный и московско-кунгурский преимущественно карбонатный. Остановимся кратко на их характеристике.

Франско-турнейский карбонатный водоносный комплекс залегает повсеместно на глубинах в среднем от 2300 до 3400 м. Сложен доломитизированными известняками с прослоями доломитов мощностью до 300 м. На за-

паде области развиты рифогенные массивы, пористые, пористо-кавернозные, местами сильно закарстованные. Средняя пористость пород составляет 4—6 %, местами достигая 20 % и более, проницаемость неравномерная, от незначительной до 400 мд. Дебиты скважин колеблются от 2 до 157 м³/сут. (Могутовская, Садкинская, Покровская площади). При бурении скважин отмечаются провалы инструмента и поглощения промывочной жидкости (Измайловская 100, Султангуловская 241, Родинская 200 и др.). Воды хлоридно-натриево-кальциевого состава обладают минерализацией от 237 (Сокская 128) до 286 г/л (Родинская 219 и др.). Температура вод колеблется от 30 до 38°С (таблица).

Визейско-башкирский карбонатный водоносный комплекс в составе туйского горизонта, окского и серпуховского надгорizontов, намюрского и башкирского ярусов залегает повсеместно на глубинах от 1000—1400 м над сводами фундамента до 2500—3000 м и более во впадинах и прогибах. Представлен известняками и доломитами мощностью от 370 до 700 м с невысокими средними значениями пористости (1—6,7 %) и проницаемости (0,1—0,5 мд). Однако в связи с целым рядом перерывов в осадконакоплении, особенно в намюрский и башкирский века, и развитием палеокарстовых явлений сформировались порово-кавернозные и трещинно-порово-карстовые коллекторы, обусловившие достаточно высокие дебиты (от 112,8 м³/сут. на Бобровской, до 190 м³/сут. на Гремячевской площади) и приемистость скважин (на Оренбургской — 2000 м³/сут., а также на Красноярской, Султангуловской, Тарханской и других площадях). На большей части территории минерализация хлоридно-натриево-кальциевых рассолов превышает 240—260 г/л, достигая 283 г/л на Бобровской, Покровской и Могутовской площадях. Температура воды составляет 22—32°С.

Московско-кунгурский преимущественно карбонатный водоносный комплекс распространен на всей территории области. Залегает на глубине от 320—800 м над сводами фундамента до 1500—2500 м и более в прогибах и впадинах. Сложен известняками, доломитами и ангидритами московского яруса, верхне-каменноугольного отдела, ассельского, сакмарского и артинского ярусов и филипповского горизонта, имеющими суммарную мощность от 550 до 1000 м. Вверх по разрезу увеличивается число и мощность прослоев ангидритов.

Благодаря перерывам в осадконакоплении в верхнекашпирское, верхнеподольское и верхнемячковское время, а также в конце ассельского и сакмарского веков в карбонатных от-

Химический состав подземных вод карстующихся пород платформенной части Оренбургской области

№ п. п.	Наименование площади, № скважины, интервал опробования, м	Водовмещающие породы		Содержание компонентов, г/л						Минерализация, г/л	Уд. вес, г/см ³	Средняя температура воды по компл. °С	Гидрохимическая фация
		Возраст	Литология	HCO ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na + K				
1	Бобровская, 201, 2450—2453	C _{1t}	известняки, доломиты	0,004	0,77	155,8	11,60	2,16	84,04	254,6	1,175		Cl—Na—Ca
2	Родинская, 219, 2434—2439	C _{1t}	»	0,098	0,955	161,3	11,02	2,432	91,72	267,0	1,17	30—38	Cl—Na—Ca
3	Бобровская, 72, 2504—2529	C _{1ok}	»	0,305	1,070	157,3	1,85	0,87	99,05	260,6	1,17		Cl—Na—Ca
4	Тананькская, 156, 2420—2430	C _{1sr}	»	0,110	1,242	147,1	8,463	2,328	81,96	241,2	1,165	22—32	Cl—Na—Ca
5	Бобровская, 85, 2081—2183	C _{2b}	»	0,393	0,70	145,4	15,37	2,753	71,81	236,4	1,16		Cl—Na—Ca
6	Покровская, 62, 971—994	P _{1art}	»	0,179	0,524	148,6	10,60	3,150	78,56	250,4	1,17	15—27	Cl—Na
7	Бобровская, 51, 1090—1099	P _{1kg}	»	0,316	0,110	180,7	9,504	16,92	92,10	299,7	1,20		Cl—Na—Mg
8	Калгановская, 1, 1132—1140	P _{1kg}	»	1,600	2,228	215,6	3,040	29,18	102,0	353,6	1,24		Cl—Na—Mg
9	Западно-Степановская, 51, 291—306	P _{1kz}	»	0,885	2,778	99,24	1,903	1,423	61,16	167,4	1,12	10—22	Cl—Na

ложениях комплекса почти повсеместно развиты карстовые пустоты. Пористость и проницаемость пород изменяются соответственно от 1,3 до 29,1 % и от 0,1 до 135 мд и более. Дебиты скважин изменяются от 4 до 73 м³/сут. Минерализация вод возрастает по разрезу снизу вверх, изменяясь от 248 до 300 и даже 410 г/л. Химический состав вод хлоридно-натриевый хлоридно-натриево-кальциевый и реже хлоридно-натриево-магниевый. Температура воды изменяется в среднем от 27 до 15° С.

Сульфатно-галогенная толща иренского горизонта и гидрoхимической свиты надежно изолирует воды охарактеризованных комплексов от вод верхнепермско-четвертичного комплекса. В составе последнего карстующиеся породы имеют подчиненное развитие. Пористые и кавернозные известняки казанского яруса имеют пористость до 12—24 % и проницаемость до 50—250 мд.

В вертикальном разрезе карстующиеся породы Оренбуржья в целом характеризуются гидрохимической зональностью, установленной Г. А. Максимовичем для платформ [1, 2].

В районе Оренбургского газо-конденсатного месторождения в пределах охарактеризованных комплексов авторами выделен целый ряд карстовых зон (горизонтов). Наряду с методикой ранее описанной в литературе [3] нами при их выделении при помощи промыслово-геофизических данных использованы градации проницаемости менее 10 мд; 10—29 мд; 30—99 мд и 100 и более. Карстовые зоны проницаемостью 30 мд и более обладают хорошей приемистостью. Их картирование необходимо при моделировании конкретных вариантов по подземному захоронению промышленных стоков.

*Оренбургский политехнический институт
Институт карстоведения и спелеологии*

ЛИТЕРАТУРА

1. Максимович Г. А. Гидрогеохимические зоны платформ. Хим. геогр. и гидрогеохимия, вып. 3 (4). Пермь, 1964.
2. Максимович Г. А. Основы карстоведения. Том I, Пермь, 1963.
3. Максимович Г. А., Быков В. Н., Данилова Л. Ю., Наборщикова И. И. Расчленение закарстованных карбонатных толщ в нефтегазоносных районах. Вопросы карстоведения, вып. III, Пермь, 1973.

ОСОБЕННОСТИ ВОДОНОСНОГО ГОРИЗОНТА ВЕРХНЕДЕВОНСКОЙ КАРСТОВОЙ ЗОНЫ В ПЕРМСКОМ ПРИКАМЬЕ

Карстовая зона верхнедевонских отложений в Пермском Прикамье была обнаружена глубоким бурением на Краснокамско-Палазнинском валу в 1944 году при поисках девонской нефти. Тогда же В. М. Куканов предложил использовать хлоридно-натриево-кальциевые рассолы этой зоны в качестве сырья для химической промышленности [6].

В последующие годы, при интенсивных поисково-разведочных работах на нефть, закарстованность верхнедевонских карбонатных пород была выявлена на многих структурах, расположенных на восточном краю Русской платформы [1].

Как правило, карстовые зоны при бурении скважины проявляют себя интенсивным поглощением промывочной жидкости (до $100 \text{ м}^3/\text{час}$), при коэффициенте поглощения от 2 до $4,5 \text{ м}^3/\text{час}/\text{м}$ [4].

В целом распространенность карстовых зон верхнедевонских карбонатных пород по площади носит спорадический характер. Некоторые очаги рассматриваемого карста, по-видимому, имеют связь с процессами формирования отложений Камско-Кинельской системы прогибов и продолжают развиваться в настоящее время [7, 9, 11].

Верхнедевонская карстовая зона в Пермском Прикамье приурочена к карбонатным породам верхнефранского подъяруса и фаменского яруса. В пределах Пермско-Башкирского свода и прилегающих платформенных участков, отложения верхнефранского подъяруса имеют мощность от 100 до 150 м, сложены кристаллическими известняками и доломитами, иногда ангидритизированными с редкими прослоями аргиллитов. Встречаются гидридно-водорослевые известняки со стилолитами и прослоями глин (Краснокамское и Нытвенское поднятия). Отложения фаменского яруса на этих поднятиях имеют мощность от 150 до 200 м, сложены известняками и доломитами с редкими прослоями аргиллитов. По керну из скв. № 1 Краснокамского поднятия в нижней части яруса преобладают известняки с прослоями аргиллитов, в верхней — доломиты. Для известняков характерна пятнистость, обусловленная неравномерной доломитизацией. Известняки пелитоморфные и органогеннообломочные, водорослевые. Доломиты загипсованные с прослоями и гнездами ангидритов.

Водоносный горизонт верхнедевонской карстовой зоны в основном изучен по данным гидрогеологических скважин, расположенных на восточном погружении Краснокамско-Полазнинского вала. Здесь карстовый водоносный горизонт располагается на глубинах от 1710 до 1800 м и обнаруживается в 300—350 м от кровли глин Малиновского надгоризонта нижнекаменноугольных отложений. Закарстованностью охвачены карбонатные породы верхней части франского подъяруса и нижней части фаменского яруса. Следует отметить, что зона карстового водоносного горизонта крайне слабо охарактеризована керновым материалом.

По данным промыслово-геофизических исследований десяти скважин отмечено, что мощность закарстованных пород в пределах Краснокамского поднятия изменяется от 6 м, в центральной части, до 50 м, в сторону восточного погружения структуры. В отдельных скважинах по кривой спонтанной поляризации (ПС) и микробоккового каратажа интервал карстовых пород отмечается как зона повышенной проницаемости, не проявляющая себя поглощением жидкости при бурении.

Согласно классификации Г. А. Максимовича и В. Н. Быкова [8], палеокарстовые полости верхнедевонских отложений Краснокамско-Полазнинского вала могут быть отнесены к вторично-порово-каверновым и вторично-порово-каверно-стилолитовым.

Хлоридно-натриево-кальциевые рассолы водоносного горизонта карстовой зоны верхнего девона имеют минерализацию до 270 г/л, рН — 5,8. Солевой состав рассолов приводится по формуле Курлова:

$$270; Br\ 0,850; B\ 0.018; J\ 0,009 \frac{Cl\ 99\ SO^4}{(Na + K)\ 73\ Ca\ 19\ Mg\ 8} t\ 30^\circ C$$

Гидрохимические показатели рассолов карстовой зоны следующие:

$$\frac{rNa}{rCl} = 0,59; \frac{rSO^4 \cdot 100}{rCl} = 0,17;$$

$$\frac{rCa}{rMg} = 6,19; \frac{r(Cl - Na)}{rMg} = 7,17.$$

В скважине № 3 Оверятской площади, вскрывшей карстовую водоносную зону в интервале 1710—1760 м, отмечены повышенные содержания гелия, углекислого газа, азота [10]. Содержание сероводорода в первое время эксплуатации водоносного горизонта составило 50 мг/л.

Рассолы карстовой зоны имеют сходный химический состав со смежными водоносными горизонтами (эйфельским и яснополянским). Возможно, что близкий или аналогичный состав рассолов карстовой зоны может быть следствием гидравлической связи водоносных комплексов. О существовании гидравлической связи водоносных комплексов, на рассматриваемом участке, можно предполагать по статическому уровню, величина которого одинакова для всех водоносных горизонтов, и характеризуется абсолютной отметкой + 16.

Несмотря на то, что карстовые зоны верхнедевонских карбонатных отложений в Пермском Прикамье заключают рассолы с кондиционным содержанием микроэлементов и обладают высокой водообильностью (до $2500 \text{ м}^3/\text{сутки}$), пока они не представляют самостоятельного промышленного значения для эксплуатации, так как не имеют сплошного территориального распространения, а запасы их не могут быть оценены принятыми методами расчета [2]. Для порово-кавернозных локальных полостей не применимы обычные методы определения запасов — расчеты водозаборов с определением максимального дебита Q_{Σ} , где в качестве расчетной гидродинамической схемы принимается неограниченный в плане однородный пласт [3].

Водоносный горизонт карстовой зоны верхнедевонских отложений обладает упруго-водонапорным режимом, т. е. имеют место длительные неустановившиеся процессы перераспределения давления и происходит сработка упругого запаса рассолов.

Данные длительной эксплуатации карстовой водоносной зоны позволяют для оценки ресурсов и планирования добычи рассолов предложить статистический метод оценки запасов, основанный на изучении кривых падения дебита (или уровня) в скважинах при заданных параметрах режима эксплуатации [5]. Применение методов математической статистики и ЭВМ позволяют осуществить получение необходимой и возможно объективной точности кривых добычи рассолов и падения уровня на определенном промежутке лет.

На площадях, где верхнедевонская карстовая зона имеет значительные территориальные развития и выдержанность в разрезе (Майкорское, Беляевское, Осинское, Шумовское и другие поднятия) предлагаемый метод определения запасов позволит при минимальных опытных гидрогеологических работах дать промышленную оценку водоносного горизонта.

*Камское отделение ВНИГНИ
Пермский политехнический институт*

ЛИТЕРАТУРА

1. Быков В. Н., Балдина А. Л. Поглощающие горизонты Пермского Прикамья и возможности их использования. Тр. КФ ВНИГНИ, вып. VII, Пермь, 1966.
2. Бондаренко С. С., Ефремович Н. В. и др. Изыскания и оценка запасов промышленных подземных вод (методическое пособие). Изд. «Недра», 1971.
3. Бочевер Ф. М., Гармонов И. В. и др. Основы гидрогеологических расчетов. Изд. «Недра», 1969.
4. Гайворонский А. А. Борьба с уходом промывочной жидкости при бурении скважин. Гостоптехиздат, 1957.
5. Жданов М. А., Лиснов В. Р. и др. Подсчет запасов нефти и газа. Гостоптехиздат, 1959.
6. Куканов В. М. Гидрогеологические закономерности, как фактор в установлении и изучении глубинных нефтеносных структур. Советская геология, № 4, 1945.
7. Максимович Г. А. Основы карстоведения, т. II, гл. 1. Развитие коллекторов карстовых вод, Пермь, 1969.
8. Максимович Г. А., Быков В. Н. Классификация карбонатных коллекторов. Тр. Пермского филиала Гипростокнефть, вып. 4, Пермь, 1969.
9. Максимович Г. А. Проблемы карстовых коллекторов нефти и газа. Вопросы карстоведения, вып. III, Пермь, 1973.
10. Шестов И. Н., Рыбаков В. Н. Газогидрохимия вод палеозойских отложений Пермского Прикамья. Сб.: «Геология и полезные ископаемые Пермского Прикамья», Пермь, изд-во ППИ, 1973.
11. Юнусов М. А. Особенности строения Камско-Кинельской системы прогибов и их влияние на нефтеносность карбонатных отложений девона и карбона Северной Башкирии. Тр. КФ ВНИГНИ, вып. XVI, Изд. «Недра», 1965.

Е. А. Иконников

О РОЛИ КАРСТА В ФОРМИРОВАНИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЗОНЫ АКТИВНОГО ВОДООБМЕНА ЮРЮЗАНО-СЫЛВИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ

В Юрюзано-Сылвинской депрессии, выполненной терригенными и сульфатно-галогенными отложениями, широко развиты карстовые явления [1, 3, 4, 6], которые активно влияют на формирование ресурсов и качество подземных вод.

На западном крыле депрессии основные ресурсы пресных вод сосредоточены в закарстованных кунгурско-артииских доломитах и известняках [7]. Здесь известны крупные водообильные зоны: Кишертская, Верх-Суксунская, Ключевская. Суммарный дебит родников в двух последних зонах составляет 943 л/сек.

В центральной части депрессии и на восточном ее крыле, в области развития кунгурских терригенных отложений, заключающих в себе линзы и прослои гипсово-ангидритовых пород, наибольшая водообильность приурочена к участкам развития карста. Дебиты родников достигают 120 л/сек, скважин — 27,5 л/сек, модуль подземного стока — 22,1 л/сек с 1 км² [2]. При этом установлена прямая связь между средним дебитом и плотностью карстовых форм в пределах карстовых участков, а также между производительностью скважин и содержанием сульфатного иона в подземных водах.

На закарстованных площадях вследствие подтока карстовых вод в порово-грунтовые и трещинно-грунтовые горизонты происходит их засоление, обогащение сульфатами и хлоридами. В бассейне р. Бырмы, на участках сульфатного карста, трещинно-грунтовые воды кошелевских песчаников имеют среднюю минерализацию 656 мг/л, среднее содержание сульфат-иона — 275 мг/л, в то время как в бассейне р. Молебки, где карстовые явления отсутствуют, эти параметры соответственно составляют 227 мг/л и 7,4 мг/л.

На востоке Юрюзано-Сылвинской депрессии существенное влияние на химизм подземных вод кунгурских песчано-алевролитовых пород оказывают сульфатные воды, связанные с закарстованными гипсами лекской свиты [4]. Двигаясь на запад, по падению пород, они подпитывают маломинерализованные воды песчаников. Так, в результате разгрузки карстовых вод в долине р. Лысьвы (севернее г. Лысьва) в песчаниках распространены жесткие сульфатные воды с минерализацией 2,3—2,8 г/л. Южнее, где в отложениях отсутствуют ангидриты, в долине реки формируются гидрокарбонатные воды с минерализацией менее 1,0 г/л.

Приведенный материал свидетельствует о важной роли карстовых вод в формировании количества и качества подземных вод Юрюзано-Сылвинской депрессии. Это необходимо учитывать при выполнении гидро-и инженерно-геологических работ.

Институт карстоведения и спелеологии

ЛИТЕРАТУРА

1. Горбунова К. А. Особенности гипсового карста. Пермь, 1965.
2. Иконников Е. А., Крутов В. М. Кластокарстовые явления в северной части Юрюзано-Сылвинской депрессии и их гидрогеологическое значение. В сб.: «Гидрогеология и карстоведение». Вып. 4, Пермь, 1971.
3. Максимович Г. А. Основы карстоведения, т. I, Пермь, 1963.

4. Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области. Пермь, 1958.

5. Максимович Г. А., Горбунова К. А., Яценко Р. В. Особенности химического состава грунтовых вод с. Ключи, В сб.: «Химическая география и гидрогеохимия». Вып. 2 (3), Пермь, 1963.

6. Шимановский Л. А. Изучение карста при мелкомасштабных гидрогеологических съемках на примере Уфимского плато и прилегающей территории. Методика изучения карста, вып. 6. Гидрогеология карста. Пермь, 1963.

7. Шимановский Л. А., Шимановская И. А., Крутов В. М. Карстовые воды Пермской области и возможности их использования для водоснабжения. В сб.: «Вопросы карстования». Вып. 1, Пермь, 1969.

И. Н. Шестов, А. В. Шурубор

МИНЕРАЛЬНЫЕ ТРЕЩИННО-КАРСТОВЫЕ ВОДЫ ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИКАМЬЯ

Пермские отложения повсеместно распространены на территории Прикамья. Они представлены терригенными, карбонатными и галогенными породами; последние преобладают в нижнем отделе. Мощность пермских отложений на территории Прикамья превышает 1000 м, и залегают они на глубинах от 0 до 2000 м. Максимальная глубина залегания только кровли артинских отложений во впадинах превышает отметку минус 850 м [9]. Территория Прикамья на современном этапе по пермским отложениям представляет собой сложный артезианский бассейн с несколькими областями питания (Тиман, Башкирский свод с Уфимским плато, Татарский свод и Западный борт складчатого Урала) и разгрузки (долины р. Камы и ее притоков). Залегают отложения в условиях активного, затрудненного и застойного водного режима [9]. На участках, где карбонатные и галогенные породы залегают в условиях активного водообмена и затрудненной циркуляции, они в той или иной степени закарстованы, и в отложениях развиты трещинно-карстовые воды различного химического состава [1, 9, 13], в том числе и воды с повышенной минерализацией, представляющие интерес для бальнеологии [9, 10, 11]. Там, где нижнепермские отложения залегают в условиях застойного водного режима (на платформе), на глубинах более 1000 м в карбонатных отложениях вскрываются поровые, трещинно-карстовые коллекторы, которые насыщены высокоминерализованными рассолами хлоридно-натриево-кальциевого типа, с повышенным содержанием сероводорода, йода, брома, аммония и других микрокомпонентов. Минерализация вод достига-

ет 300 г/л. Такие воды широко распространены среди карбонатных пород артинского и сакмарского возраста на территории Предуральяского прогиба, Бирской седловины и Верхне-Камской впадины.

В зоне активного водообмена состав трещинно-карстовых вод зависит от литологического состава водовмещающих пород. На площадях развития сульфатно-карбонатных отложений вскрываются минеральные воды сульфатно-кальциевой гидрофации, а в зоне развития карста солей — хлоридно-натриевой и сложных гидрофаций. Минерализация вод здесь достигает нескольких десятков г/л. Это в основном воды зоны эпигидрогенеза, и в большинстве случаев они не представляют интереса для бальнеологии. Наибольший практический интерес для бальнеологии представляют воды гидрогеохимических зон гидрогенеза и гидрогалогенеза, или воды зон затрудненной циркуляции и застойного водного режима, где развиты сульфидные и бром-йодные воды и расоолы и минеральные воды сложных гидрохимических фаций.

Так, на территории Верхне-Печорской впадины выходы минеральных трещинно-карстовых вод, связанных с карстом солей, известны в долинах рек: Вишерки, Еловки, Ларевки, Визесьи, Петрановки, Аннель, Колвы и др. Минерализация вод изменяется от 3 до 30 г/л. Скважинами эти воды вскрываются на различных глубинах (от 7 м и более) в зависимости от глубины залегания карстующихся пород и наличия трещиноватых зон. Среди карбонатных отложений нижней перми на глубинах свыше 300 м в подсолевой толще пород вскрываются воды с повышенным содержанием сероводорода, йода и брома. Минеральные воды на этой территории для бальнеологических целей пока не используются, однако в трудные годы Гражданской и Великой Отечественной войн они использовались местным населением для получения поваренной соли.

В районе Тимана, где на поверхность выходят артинские-карбонатные отложения, а на его бортах обнажаются кунгурские породы, широко распространены различные карстовые формы рельефа (воронки, карстовые лога и пещеры). Тиман является одной из активных областей питания вод нижнепермских отложений. На западном борту его, в районе Пильвенской площади, у д. Ксенофонтово и пос. Пыдол, скважинами были вскрыты напорные воды сульфатно-кальциевой гидрофации с повышенным содержанием сероводорода. Выходы сероводородных вод известны в долине р. Пильва, в озере Кочь и крупный источник — в районе пос. Пыдол (дебит до 100 л/сек).

На западном борту складчатого Урала изучены в основном трещинно-карстовые воды зоны активного водообмена, где широко развиты пресные воды гидрокарбонатно-кальциевой гидрофации. В последние годы здесь в связи с поисками нефти пробурено несколько глубоких скважин, которыми вскрыты на различных глубинах трещинно-карстовые воды с различной минерализацией [8, 9, 11]. В гидрогеохимической зоне гидрогенеза, в районе р. Березовой и р. Яйвы, вскрыты напорные хлоридно-натриевые воды, а на глубинах свыше 1000 м — бром-йодные рассолы. Такие воды получены в районе пос. Всеволодо-Вильва, Усьвы и др. Это дает основание считать, что в нижнепермских карбонатных отложениях передовых складок Урала, в зоне застойного водного режима, развиты бром-йодные рассолы, минерализация которых может варьировать от 60 до 260 г/л. Воды представляют весьма большой интерес для бальнеологии, так как содержание в них йода в 3 раза больше, чем в бром-йодных рассолах курорта Усть-Качка, и брома — в 2 раза.

На территории Предуральского прогиба (Соликамская и Сылвинская впадины и Косьвинско-Чусовская седловина) трещинно-карстовые воды широко распространены среди нижнепермских карбонатных, сульфатных и галогенных пород [1, 2, 3, 6, 9]. В зоне активного водообмена, или в гидрогеохимической зоне эпигидрогенеза, здесь вскрываются воды гидрокарбонатно-кальциевой гидрофации, а в случае карста гипса и ангидрита — сульфатно-кальциевой. Подобного типа воды выходят в долинах рек, особенно — на территории Сылвинской впадины и Косьвинско-Чусовской седловины и вскрываются буровыми скважинами на глубинах до 40—50 м. Дебиты отдельных источников и самоизливы вод через скважины иногда превышают 20—50 л/сек.

В зоне затрудненной циркуляции, которая в Предуральском прогибе в основном ограничивается глубинами 100—150 м, развиты трещинно-карстовые воды сульфатно-кальциевой и хлоридно-натриевой гидрофации. Карстуются в основном линзы гипсов, каменной соли и реже — карбонатные породы [6, 13]. Интерес для бальнеологии представляют как сульфатно-кальциевые, так и хлоридно-натриевые воды. В благоприятных условиях для жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий воды насыщены сероводородом. Используются воды для бальнеологии на курорте Ключи, а их естественные выходы известны в районе нос. Суксун, с. Тюш и др.

В зоне застойного водного режима, или в гидрогеохимической зоне гидрогалогенеза, распространены минеральные воды в трещинно-карстовых и трещинно-норовых коллекторах

карбонатных пород. Представлены они сульфидными и йодобромными рассолами с различной минерализацией. Содержание сероводорода в водах изменяется от 30—40 мг/л до 600—700 и даже 1000 мг/л. Эти воды весьма интересны для бальнеологии как сульфидные и бром-йодные рассолы. Содержание йода и брома в них иногда превышает, соответственно, 30—50 мг/л и 800—1000 мг/л. Наилучшими коллекторами являются органогенные трещиноватые и закарстованные рифогенные известняки, особенно — погребенных сакмарских и артинских рифов.

На платформенной части Прикамья среди нижнепермских отложений также широко распространены трещинно-карстовые и трещинно-поровые минеральные воды. Здесь по гидрохимическим данным четко вырисовывается Башкирский и Татарский своды как области питания и Верхне-Камская впадина с ее седловинами (Чермозской и Бирской) как область стока и развития высокоминерализованных сульфидных рассолов с повышенным содержанием йода (20 мг/л), брома (800—1000 мг/л) и других микрокомпонентов.

На площади Башкирского и Татарского сводов среди карбонатных пород четко вырисовывается смена гидрохимических фаций с юга на север, с юго-востока на северо-запад и вниз по разрезу в зависимости от закарстованности, обнаженности и глубины залегания водовмещающих пород. По мере погружения нижнепермских пород под более молодые отложения, они из зоны активного водообмена переходят в зону затрудненной циркуляции, а на территории Верхне-Камской впадины — застойного водного режима. Так, минерализация вод только в сакмаро-артинских отложениях от пос. Щучье Озеро до г. Чернушки и г. Воткинска увеличивается от 2 г/л до 10 и 240 г/л. Глубины залегания пород в этом направлении изменяются от 30—50 м до 200 и 500 м. В этом же направлении изменяется литологический состав карстующихся пород. Если на сводах карстуются карбонатные и сульфатные отложения, то с удалением от области питания трещинно-карстовые минеральные воды вскрываются в карбонатных породах, а сульфатные толщи являются региональными водонефтеупорами.

Таким образом, гидрохимические особенности трещинно-карстовых вод нижнепермских отложений на платформенной части Прикамья зависят от гидродинамических условий, господствующих в водовмещающих породах.

Знание гидродинамических условий горизонтов трещинно-карстовых вод позволяет рационально и комплексно использовать их в народном хозяйстве и иметь предваритель-

ные данные о возможных зонах (площадях) развития тех или иных типов минеральных вод, а, следовательно, целенаправленно и научно-обоснованно вести геолого-поисковые работы на минеральные лечебные воды.

Так, в районе курорта Усть-Качка нет благоприятных условий для поисков сульфидных вод сульфатно-кальциевой гидрохимической фации, а в районе г. Кудымкар и п. Майкор нет предпосылок для поисков слабоминерализованных вод хлоридно-натриевой гидрохимической фации, однако здесь широко развиты воды сульфатно-натриевой гидрохимической фации и сульфидные рассолы повышенной минерализации. В районе пос. Октябрьский и Щучье Озеро среди нижнепермских отложений могут быть вскрыты сульфидные воды от сульфатно-кальциевой до хлоридно-натриевой гидрохимических фаций. Зависит это от глубины залегания минеральных вод относительно дневной поверхности.

Аналогичные условия имеются в районе Тимана и Татарского свода.

Институт карстоведения и спелеологии

ЛИТЕРАТУРА

1. Горбунова К. А. Карстовые воды района селения Ключи. Гидрогеология и карстование, вып. 1. Пермь, 1962.
2. Д о р о ф е е в Е. П., Лукин В. С. Карстовые муфты оседания в северной части Соликамской депрессии. Сб. Вопросы карстования, Пермь, 1969.
3. И к о н н и к о в Е. А., Костарев В. П. Стронциевые воды района гипсово-соляного карста северной части Юрюзано-Сылвенской депрессии. Сб. Вопросы карстования, Пермь, 1969.
4. М а к с и м о в и ч Г. А. Основы карстования, т. I, Пермь, 1963.
5. М а к с и м о в и ч Г. А. Гидрогеохимические зоны платформ. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 3 (4), Пермь, 1964.
6. М а к с и м о в и ч Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области. Пермь, 1958.
7. М а к с и м о в и ч Г. А., Шестов И. Н., Шурубор А. В. Минеральные трещинно-карстовые воды платформ. Сб. Вопросы карстования. Пермь, 1969.
8. Ш е с т о в И. Н. Гидрогеохимическое районирование сероводородных вод Пермской области. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 3 (4), Пермь, 1964.
9. Ш е с т о в И. Н. Гидрогеология и гидрохимия нижнепермского водоносного комплекса. Труды ВНИГНИ, вып. 118, Пермь, 1973.
10. Ш е с т о в И. Н. Нижнепермские сероводородные воды и их практическое значение. Труды ВНИГНИ, вып. 118, Пермь, 1973.
11. Ш е с т о в И. Н., Ш и л я е в а З. А. Сульфидные трещинно-карстовые воды Сылвинской депрессии. Сб. Вопросы карстования. Пермь, 1969.
12. Ш е с т о в И. Н., Шурубор А. В. Гидрогеологические условия Косвинско-Чусовской седловины. Гидрогеология и карстование, вып. 3, Пермь, 1966.
13. Ш и м а н о в с к и й Л. А. Формирование и сток карстовых вод Уфимского плато. Гидрогеология и карстование, вып. 3, Пермь, 1966.

К. А. Горбунова

ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ КАРСТА ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Европейская часть СССР является обширным регионом распространения древнего и современного карста галогенных отложений /гипсов и каменной соли/.

Развитие современного карста предопределяется наличием в разрезе карстующихся пород, залегающих в особых гидродинамических условиях. На территории европейской части СССР наиболее древние проявления гипсов приурочены к ландверскому и венлокскому ярусам /Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, тт. I—IV, 1967—1969/. Во франском и фаменском ярусах появляется каменная соль. Наибольшие площади занимают галогенные формации асельского, сакмарского, артинского и кунгурского ярусов. В верхнепермских формациях преобладают загипсованные терригенные и карбонатные отложения. Верхнеюрские, нижнемеловые и неогеновые галогенные формации занимают небольшие площади. Суммарная площадь распространения гипсов и каменной соли, а также отложений, где они играют подчиненную роль, полученная путем суммирования площадей этих отложений по ярусам, составляет 6 млн./см.²

Площади распространения галогенных формаций различного возраста являются областями древнего и современного карста. Современный карст развит в тех частях гидрогеологических структур, где карстующиеся породы залегают в зоне активного водообмена.

В европейской части СССР намечаются две гидрогеологические обстановки развития современного карста: крупные артезианские бассейны и склоны гидрогеологических массивов.

Карст гипсов установлен в пределах Северодвинского, Прибалтийского, Причерноморского и Львовского, гипсов и каменной соли — Волго-Камского, Днепровского, Прикаспийского, Закарпатского артезианских бассейнов /Гидрогеологическая карта СССР масштаба 1:7500000, 1966/. Сульфатный карст развит на склонах Большекавказского, Тиманского и Донецкого гидрогеологических массивов.

*Пермский университет
Институт карстоведения и спелеологии*

АКТИВНОСТЬ КАРСТОВЫХ ПРОЦЕССОВ НА УРАЛЕ И В ПРЕДУРАЛЬЕ

Для определения современной активности карста Н. В. Родионовым был предложен коэффициент активности (А), который представляет отношение объема вынесенной за 1000 лет из карстового массива растворимой породы к общему объему карстующихся пород в массиве и выражается в процентах.

В СССР Г. А. Максимовичем коэффициент активности карста (А) был рассчитан для 17 районов (участков), причем только 5 из них располагались в пределах Урала и Поволжья. В последнее время Е. А. Кротовой был определен этот коэффициент для карстовых районов, выделенных К. А. Горбуновой.

Результаты этих расчетов указывают на то, что наименее интенсивно карст развивается в карбонатных отложениях Центральноуральской карстовой провинции, где $A=0,002\%$. В Западно-Уральской провинции $A=0,013—0,044\%$, для Уфимского вала (по К. А. Горбуновой) — $A=0,02—0,022\%$, в Тагильской области Тагило-Магнитогорской карстовой провинции (Н. В. Родионов) $A=0,013—0,038\%$.

Активность развития карста в солях Предуральского прогиба изменяется от 0,5 до 2,3 %, а в гипсах Предуральского прогиба и восточной окраины Русской платформы, по нашим расчетам, она изменяется от 0,5 до 1,6 %, в Башкирии, по данным расчетов Г. А. Скворцова достигает 1,67 %.

В целом приведенные данные указывают, что активность карста для различных карстовых районов различна, и ее значения, вероятно, будут существенным образом отличаться при сравнении с активностью карста для небольших закарстованных территорий. Данные по активности карста необходимо учитывать при инженерно-геологических сооружениях в карстовых районах и прогнозировании карста. В дальнейшем с целью практического использования данных об активности карста необходимо провести более детальные расчеты коэффициента активности карста для карстовых районов и участков Урала и Поволжья.

При сопоставлении активности карста на современном этапе и в предыдущие эпохи необходимо это делать с учетом анализа палеогеографических условий той эпохи, для которой это делается и вносить поправки на геоморфологические и гидрогеологические особенности исследуемого района. Все эти расчеты следует рассматривать как приближенные.

**ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ
ЗОНЫ АКТИВНОГО ВОДООБМЕНА В РАЙОНЕ
ПЕРЕДОВЫХ СКЛАДОК УРАЛА**

Тектонические условия оказывают большое влияние на формирование коллекторов зоны активного водообмена. Локальные поднятия платформенной части Пермской области, унаследованно развивающиеся на современном тектоническом этапе, характеризуются повышенной водообильностью (Максимович, Михайлов, 1970). Для установления влияния геосинклинальных передовых складок Урала на формирование подземного стока в зоне активной циркуляции структурно-гидрогеологические исследования проведены на площади вышкочко-амплитудных Кумыщко-Кышонашпо, Мпшарихинского поднятий и прилегающих участков бассейнов рек Кына и Кумаша — левых притоков р. Чусовой.

Исследованная территория, расположена на границе с Прадуральюким прогибом, во фронтальной трещинной зоне неотектонически активных складчато-глыбовых структур. Для района характерны антиклинальные и синклинальные структуры субмеридионального простирания, осложненные тектоническими нарушениями. Зона активного водообмена сложена, в основном, карбонатными девонскими и каменноугольными породами. Наиболее распространены каменноугольные карбонатные отложения, обусловившие широкое развитие карстовых процессов.

Новейшие и современные тектонические движения, проявляющиеся повсеместно, отличаются повышенной интенсивностью и резко выраженной дифференциацией (Хайн, 1973). Особенно значительный подъем испытывают положительные тектонические структуры, что приводит к росту удельной тектонической трещиноватости, а, следовательно, и водообильности пород на поднятиях. Неотектонические движения вызывают активизацию карстовых процессов, которые, в свою очередь, улучшают коллекторские свойства водоносных отложений. На площади Кумышко-Кыновского поднятия широко развиты карстовые воронки, суходолы. Река Кумыш, долина которой в средней части бассейна приурочена к осевой зоне Кумышко-Кыновской антиклинали, поглощается крупными карстовыми полостями. В летние межени на протяжении

5—8 км русло реки сухое. Скорость подземной реки, определенная с помощью флюоресцеина, составила 1,3 *дм/сек*.

Различия в геолого-тектоническом положении отдельных участков обусловили гидрогеологическую неоднородность пород в зоне активного водообмена. Оценка водообильности коллекторов произведена на основании изучения распределения модуля подземного стока, удельных водопритоков в дрены и дебита родников. Выполненные исследования показали, что геосинклинальные локальные поднятия отличаются повышенной водообильностью в зоне активного водообмена. Модуль подземного стока на Кумышско-Кыновском поднятии достигает 10 *л/сек·км²* и более, на Мишарихинакой антиклинали он изменяется от 5 до 8 *л/сек·км²*.

На соседних участках этот показатель не превышает 2 *л/сек·км²*. Удельные водопритоки на положительных структурах достигают 19—146 *л/сек·км* при среднем значении, разном 7,8 *л/сек·км*. В пределах поднятий установлена наибольшая концентрация подземного стока. На Кумышско-Кыновском поднятии средний дебит родников из карбонатных отложений составляет 2,6 *л/сек*, что вдвое выше среднего дебита родников всего района. Меньшая концентрация подземного стока характерна для Мишарихинской антиклинали, зона активного водообмена которой сложена карбонатными и терригенными породами.

Наиболее водообильные участки в пределах Кумышско-Кыновского поднятия расположены на пересечении крупных продольных и поперечных трещинных зон, являющихся отражением активных глубинных разломов. К поперечному тектоническому нарушению антиуральского направления приурочена глубокая долина р. Кына, где четко выделяется Кыновская водообильная зона (Буданов, 1964). Интенсивным карстовым процессам на участках пересечения зон тектонических нарушений способствует повышение агрессивности подземных вод при их смешивании (Гвоздецкий, 1972). Для исследованной территории отмечены родники повышенной минерализации (до 500 *мг/л*) с запахом сероводорода, что указывает на подток минерализованных вод по зонам активных тектонических нарушений. Имеются и самоизливающие скважины, дающие сероводородные воды.

Подземный химический сток изменяется в широких пределах— от 0,18 до 2,0 *г/сек·км²*. В зонах повышенной тектонической трещиноватости он возрастает. В бассейнах рек, долины которых выработаны по синклинальным зонам, этот показатель снижается.

Анализ гидрогеологических материалов указывает на значительную неоднородность коллекторов зоны активного водо-

обмена в районе передовых складок Урала, что обусловлено, прежде всего, различной структурно-тектонической обстановкой.

Институт карстоведения и спелеологии

И. Н. Шестов, В. А. Шардаков, Ю. А. Шиляев

БРОМ-ЙОДНЫЕ ВОДЫ ТРЕЩИННО-КАРСТОВЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ОКСКО-БАШКИРСКОГО КАРБОНАТНОГО ВОДОНЕФТЕГАЗОНОСНОГО КОМПЛЕКСА ПРИКАМЬЯ

Окско-серпуховские, намюрские и башкирские отложения в Прикамье представлены биоморфными органогенно-обломочными, микро- и тонкозернистыми, трещиноватыми, иногда плотными и закарстованными известняками и доломитами с включениями ангидрита. Их литологический и физико-петрографический состав детально изучен по данным бурения и каротажа Ш. В. Абашевым, П. М. Сухаревичем, Б. К. Ощепковым, Р. Н. Дозорцевым, В. Н. Шароновой, И. И. Енцовым, В. Н. Быковым и др.

Мощность карбонатных отложений рассматриваемого водонефтегазоносного комплекса в Прикамье изменяется от 200 до 350 м и более.

Коллекторами воды, нефти и газа в окско-башкирском водонефтегазоносном комплексе являются как пористые, так и кавернозные, закарстованные известняки и доломиты, а плотные их разности служат локальными и региональными водонефтеупорными толщами. Сформировались трещинно-карстовые коллекторы в карбонатных отложениях, в основном, в период намюрского и башкирского континентальных перерывов, которые подтверждаются наличием в разрезе конгломератов и конгломерато-брекчий.

На платформенной территории Прикамья исследуемые породы залегают на глубинах от 1000 м (южные районы Башкирского и Татарского сводов) до 1500 м и более (во впадинах и Предуральском прогибе).

На всей территории карбонатные отложения насыщены высокоминерализованными рассолами хлоридно-натриево-кальциевой гидрохимической фации (по Г. А. Максимовичу) с повышенным содержанием йода, брома, аммония, калия, бора

Таблица

**Некоторые особенности распределения содержания йода
и брома в водах башкирских и окско-серпуховских отложений**

Исследуемые районы	Средняя глубина залегания отложений, м	К-во анализов	Пределы колебания минерализации воды, г/л	Содержание в воде	
				Й мг/л	Вг мг/л
Воды башкирских отложений					
Соликамская впадина	1800	1	254*	30	906
Косвинско-Чусовская седловина	1750	1	236*	16	619
Сылвенская впадина	1600—1900	8	261—271	11—19	710—790
Верхнекамская впадина	1350—1560	48	247—265	12—18	560—790
Пермский свод	1200—1300	43	233*—265	16-20	500—800 1140
Башкирский свод	1100-1200	45	180—240	6—15(10)	250—460 (400)
Северная вершина Татарского свода	600—1300	6	230—260	13-15	560-660
Воды окско-серпуховских отложений					
Соликамская впадина	>1800	1	144*	21	692
Сылвенская впадина	1640—2100	2	223—233	12—15	560—745
Передовые складки Урала	1400—2900	3	170—270	7—16	430—1350
Пермский свод	1500	3	253—268	9—10	660—708
Башкирский свод	1200—1300	3	102—134	5—6	170—260

* Испытание некачественное, минерализация воды занижена

и других микрокомпонентов. Минерализация рассолов колеблется в пределах 102—270 г/л и зависит от характера раскрытости и промытости структуры на современном этапе. Содержание в воде йода варьирует от 5 до 20 мг/л, а брома — от 170 до 800 мг/л. В отдельных пробах концентрации йода достигают 30 мг/л, а брома — 1350 мг/л (табл.).

Известно, что основным сырьем для получения йода и брома в СССР служат подземные воды с содержанием йода не менее 10 мг/л и брома — 250 мг/л при их совместном извле-

чений. В случае, когда из воды извлекается только один компонент, промышленные кондиции увеличиваются в 2—3 раза. Однако условием практического использования вод является не только концентрация полезного компонента, но и водообильность отложений.

Средние содержания йода и брома в исследуемых отложениях значительно выше промышленных кондиций, (табл.) Однако, притоки вод в скважины, полученные при испытании, этих отложений, изменяются в больших пределах, от единиц $m^3/сутки$ редко превышая 100—200 $m/сут$, при понижениях уровня воды на 300—500 м от статического. Это значительно ниже требований промышленности к водообильности скважин. Но существующие притоки воды в скважины значительно выше потребностей в йодо-бромных рассолах крупных курортов (Усть-Качка — 25—30 $m^3/сут$.).

Слабую водообильность закарстованных пластов можно объяснить цементацией трещинно-карстовых коллекторов при цементировании затрубного пространства и испытанием пластов в интервалах и на площадях, наиболее перспективных на нефть и газ. Основная информация о водообильности пород получена при испытании их на границе с ВНК, где, как известно, ухудшаются коллекторские свойства пород за счет вторичной коагуляции порового пространства.

Исследование гидрогеохимических особенностей вод показывает, что они на склонах Татарского и Башкирского сводов опреснены и почти повсеместно обогащены сероводородом. В этих районах воды представлены сульфидными йодно-бромными рассолами с минерализацией — до 240 $г/л$ и содержанием сероводорода — до 150—300 $мг/л$.

Севернее этих районов, где отложения погружаются на глубины 1300 м и более и насыщены высокоминерализованными рассолами (до 260—270 $г/л$), воды в большинстве случаев не содержат сероводорода и представлены бромйодными рассолами с содержанием йода — до 200 $мг/л$ и брома — до 800 $мг/л$.

Таким образом, исследование гидрогеохимии вод окско-башкирского водонефтегазоносного комплекса и распределения водообильности отложений на структурах нефтяных месторождений показывает, что эти воды представляют существенный интерес для бальнеологии: в южных районах Прикамья как сульфидные бромйодные рассолы, а в северных, как бромйодные рассолы.

Учитывая слабую водоотдачу пород, бромйодные рассолы окско-башкирского водонефтегазоносного комплекса следует

рассматривать как резервную зону для возможного практического использования вод в химической промышленности.

Камское отделение ВНИГНИ

В. С. Бакиutow, Н. С. Гаврилова

О ФОРМИРОВАНИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ТРЕЩИННО-КАРСТОВЫХ ВОД В СРЕДНЕ-ВИШЕРСКОМ КАРСТОВОМ РАЙОНЕ

Рассматриваемый участок — центральная часть Колчимской антиклинали — расположен в центре Средне-Вишерского карстового района (Максимович, Горбунова, 1958).

Карстующиеся отложения, представленные известняками и доломитами колчимской свиты силура низьвенской и деминской свит верхнего протерозоя, перемежаются с терригенными толщами полудовской свиты ордовика, чурочной и полуденно-колчимской свит верхнего протерозоя — нижнего палеозоя и рассольнинской свиты верхнего протерозоя.

В пределах описываемой территории обследовано 224 выхода подземных вод, приуроченных как к терригенным, так и к карбонатным породам. Карстовые родники имеют средний дебит 1—3 л/сек., тогда как дебит родников, питаемых водами терригенных отложений, — 0,1—0,5 л/сек. Водообильность карбонатных пород значительно выше, чем терригенных (Шимановский, Сычкина, 1974).

За начало процесса формирования химического состава подземных вод мы условно принимаем выпадение атмосферных осадков на земную поверхность. Для данного района величина общей минерализации атмосферных вод колеблется в пределах 10—36 мг/л, в среднем составляя 23 мг/л.

Следующий этап — контакт атмосферных вод с растительностью. При этом воды интенсивно обогащаются органическими веществами. Сумма органических веществ в водах, собранных с хвойных деревьев, в среднем составляет 292 мг/л (условный пересчет по результатам определения перманганатной окисляемости), а в водах, стекающих с лиственных пород деревьев — 66 мг/л. Ионная составляющая минерализации остается при этом практически неизменной.

Наиболее сложной является следующая стадия — фильтрация обогащенных органикой весьма агрессивных вод сквозь покровные отложения. Химический состав этих вод весьма

разнообразен и зависит от многих факторов, поэтому заслуживает отдельного внимания и в данной работе нами не рассматривается.

Основной объект изучения — воды, мигрирующие в коренных породах. На этом этапе происходит выщелачивание наиболее растворимых соединений пород. При этом четко устанавливается прямая зависимость минерализации и химического состава подземных вод от приуроченности их выходов к различным элементам рельефа.

По условиям миграции и разгрузки мы подразделяем трещинно-карстовые воды на два гидрохимических типа:

1) воды карбонатных отложений приводораздельных участков и средних частей склонов;

2) воды карбонатных отложений нижних частей склонов и пойменных частей рек.

Первые характеризуются величиной общей минерализации от 100 до 300 мг/л (среднестатистическая — 198 мг/л). Сумма органических веществ достигает 30 мг/л, а содержание кремнекислоты — 25 мг/л. Химический состав этого типа вод определяется гидрокарбонатно-кальциевой, гидрокарбонатно-кальциево-органической, гидрокарбонатно-органокальциевой и гидрокарбонатно-кальциево-кремнеземной гидрофациями.

Воды, приуроченные к нижним частям склонов и пойменным частям рек, характеризуются минерализацией от 200 до 420 мг/л (среднестатистическая — 281 мг/л). Содержание органических веществ, чаще всего, не превышает 5 мг/л, концентрация кремнекислоты — менее 10 мг/л.

Микрокомпонентный состав вод приводораздельных участков и средних частей склонов (1 тип) существенно не отличается от состава вод нижних частей склонов и припойменных участков (2 тип), в чем можно убедиться при рассмотрении таблицы.

Среднестатистические содержания микрокомпонентов в водах различных гидрохимических типов, мг/л

Тип вод	Элемент									
	Ba	Co	Cr	Ti	Mn	V	Pb	Cu	Ag	Mo
1	24,9	1,7	8,4	18	62	2,7	1,3	0,96	0,1	0,17
2	18,0	2,0	10,0	19	40	3,8	2,0	1,0	0,2	0,15

Изучение химизма трещинно-карстовых вод на разных этапах формирования позволило нам выделить гидрохими-

ческие среды для построения гидрохимической карты данного района. Особенностью карты является то, что при составлении учитывалось содержание кремнекислоты и органического вещества как части общей минерализации (обычно при гидрохимическом картировании данные компоненты опускаются или учитываются особо) и нашло отражение влияние геоморфологических условий на химизм подземных вод.

*Институт карстоведения и спелеологии
Лаборатория гидрогеологии Пермского университета*

Л. А. Шимановский, Э. В. Кунц

МОЩНОСТЬ ЗОНЫ ПРЕСНЫХ ВОД В КАРСТОВОЙ ОБЛАСТИ УФИМСКОГО ПЛАТО

При решении вопросов водоснабжения, определения ресурсов пресных вод, гидродинамики и формирования подземных вод очень важно знать величину мощности зоны пресных и глубину залегания минерализованных вод, а также факторы, определяющие их значение.

На Уфимском плато при определении глубины залегания минерализованных и мощности зоны пресных вод нами проанализированы данные 1300 скважин.

Статистическая обработка показала, что более чем в 80 % скважин минерализованные воды расположены ниже глубины вреза эрозионной сети. Следовательно, зона активного водообмена обусловлена не глубиной эрозионной сети, а положением зон поддолинной и сифонной циркуляции. В 70 % скважин положение границы пресных и минерализованных вод находится на глубине, составляющей 30—50 % глубины эрозионного вреза. Глубина залегания минерализованных вод колеблется в зависимости от геолого-геоморфологических условий от 20 до 200 м и более.

Мощность зоны пресных вод зависит в основном от литологического состава вмещающих пород, структурных и геоморфологических условий, подтока минерализованных глубинных вод. Для карстовых вод района Уфимского плато она колеблется от 0 до 100 м и более. Меньшая мощность зоны пресных вод (или ее отсутствие) характерна для иренского гипсово-ангидритового, а наибольшая — для артинско-филипповского карбонатного водоносных комплексов.

Институт карстоведения и спелеологии

РОЛЬ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В ФОРМИРОВАНИИ ПОДЗЕМНОГО СТОКА РАЙОНОВ КАРБОНАТНОГО И СУЛЬФАТНОГО КАРСТА УФИМСКОГО ПЛАТО

1. К геологическим условиям формирования карстовых вод отнесены состав, первичная проницаемость, мощность, характер залегания растворимых в воде горных пород, а также их взаимоотношение с некарстующимися отложениями. Геологические факторы — это экзогенные и эндогенные процессы, определяющие гидродинамические особенности закарстованных массивов и пластов. Унаследованные новейшие и современные тектонические движения земной коры относятся к главным геологическим факторам формирования карстовых вод в зоне активного и замедленного водообмена.

2. Основные гидрогеологические различия районов карбонатного и сульфатного карста с примерно равными физико-географическими и структурно-тектоническими условиями определяются неодинаковыми физико-механическими свойствами гипсов и ангидритов по сравнению с известняками и доломитами, а также различными скоростями достижения предельной концентрации природных растворов. В районах сульфатного карста растворяющая способность вод утрачивается в начале пути их фильтрации. Родниковые воды известняковых толщ часто бывают недонасыщены карбонатом кальция.

3. Благодаря повышенной трещиноватости известняков вблизи земной поверхности, инфильтрация атмосферных осадков и инфильтрация вод в районах карбонатного карста возрастают. Мощная зона вертикальной циркуляции в известняках способствует формированию значительных ресурсов пресных вод.

Средний модуль подземного стока в районах развития карбонатных пород на Уфимском плато равен $4,5 \text{ л/сек/км}^2$, в районах, сложенных сульфатными породами — $3,1 \text{ л/сек/км}^2$ (летняя межень). В некарстовых районах этот показатель не превышает $1,5 \text{ л/сек/км}^2$ (зональная величина).

4. В районах карбонатного карста преобладает скрытая разгрузка подземных вод. Плотность родников — среднее количество, приходящееся на 100 кв. км , здесь в три раза меньше, чем в районах сульфатного карста, а родниковый сток составляет лишь 15 % всего подземного стока, в то время как в сульфатных породах его доля достигает 75 %. Средний дебит крупных родников ($10—1000 \text{ л/сек}$), выходящих из карбонатных пород, в 2,7 раза выше, чем на площади развития

сульфатных отложений.

5. Закарстованные карбонатные породы являются более активным регулятором подземного стока, чем гипсы и ангидриты. Внутригодовое распределение зарегулированных ресурсов вод на площади их развития равномернее, чем в районах распространения сульфатных пород. Динамичность подземного стока в гипсовых массивах повышена ввиду уменьшенной мощности зоны нисходящей вертикальной циркуляции карстовых вод.

ПермНИПИнефть

В. И. Мартин

КАРСТ И КАРСТОВЫЕ ВОДЫ ВНЕШНЕЙ ЗОНЫ СКЛАДЧАТОГО УРАЛА В ПРЕДЕЛАХ БАШКИРИИ

Горный рельеф, сильная дислоцированность карбонатных отложений девона и карбона, многочисленные разрывные нарушения в пределах внешней зоны складчатого Урала создают здесь условия для развития горного типа карста, который отличается от равнинного большей глубиной проникновения и линейностью процессов выщелачивания.

Карстопоявления представлены воронками часто с понорами на дне, плотность которых на км^2 возрастает с приближением к эрозионным врезам, карстовыми колодцами и шахтами (Сумган), суходолами, развивающимися во взаимосвязи с трещинной тектоникой. Глубинные формы представлены карстовыми каналами, кавернами, полостями и пещерами. Большинство известных пещер Башкирии (Капова, Сумган и др.) приурочены к этой карстовой провинции. Пещерные ходы контролируются в основном тектоническими трещинами.

Вдоль древних переуглубленных русел рек, прорезающих карбонатные толщи девона и карбона, фиксируются карстовые каналы размером от 0,5 до 8,2 м. Активная зона трещиноватости и закарстованности находится выше эрозионных врезов и характеризуется неравномерной водопроницаемостью (Кф. от 7 до 150 м/сутки). На фоне закарстованных блоков имеются незакарстованные. Степень закарстованности известняков девона увеличивается от более древних к молодым,

а карбона — наоборот, что связано с содержанием кремнистого и глинистого материала.

К карбонатным толщам девона и карбона приурочен линейный карстовый бассейн средних размеров, имеющий показатель вытянутости 35 (по классификации Г. А. Максимова, 1969). Он развит от северных границ Башкирии до с. Мраково и прерывается лишь Каратауским надвигом.

Формирование вод происходит за счет поглощения атмосферных осадков, дренирования смежных толщ и поглощения поверхностных водотоков. На площади карстового бассейна установлены высокие модули подземного стока (до 5—10 л/сек с км²). Разгрузка карстовых вод происходит преимущественно вдоль крупных эрозионных врезов, а также по западной границе бассейна, что обусловлено барражированием сакмароартинскими терригенными отложениями (I и IV гидродинамические типы — по А. Г. Лыкошину, 1972). Очевидно, часть подземного стока уходит на питание пластово-карстовых вод карбона и девона Волго-Камского артезианского бассейна. Подтверждением этому являются выходы минеральных источников из карбонатных толщ, т. е. их локальная разгрузка под напором поступающих пресных вод по тектоническим зонам (III тип — по А. Г. Лыкошину).

Наблюдается закономерная приуроченность выходов минеральных вод к правым бортам прорезающих карстовый бассейн рек и аналогичная приуроченность карстовых пещер. Подобная закономерность позволяет предполагать существование в геологическом прошлом и в настоящее время потока карстовых вод вдоль Урала с севера на юг.

Неравномерная закарстованность является причиной существования концентрированных карстовых водотоков. Карстовые родники нередко располагаются выше уреза воды в реках, что объясняется подвешенностью карстовых водотоков на кремнистых и глинистых разностях на 5—7 и даже 50 м. Дебиты родников достигают 500—800 л/сек. Воды по составу гидрокарбонатно-кальциевые с минерализацией до 0,5 г/л (зона гидрогенеза). Исключение составляют очаги разгрузки минеральных вод из зоны гидрогалогенеза (300—400 м) хлоридно-натриевого состава, часто сероводородных с минерализацией до нескольких десятков г/л. Карстовые воды бассейна содержат значительные ресурсы питьевых и целебных вод.

Институт карстоведения и спелеологии

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ЗАКАРСТОВАННЫХ НЕОГЕНОВЫХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРЫМА

Водоснабжение городов, промышленных предприятий и населенных пунктов Равнинного Крыма, в основном, осуществляется за счет подземных вод сармат-мэотис-понтической водоносной толщи, водосодержащими породами которой являются известняки и реже мергели. Суммарная мощность водоносной толщи составляет от первых десятков до 160—170 м. Воды в этих отложениях гидравлически связаны, имеют единый пьезометрический уровень и даже на участках где имеются локальные водоупорные слои, наблюдается перелив вод из сарматского горизонта в понт-мэотический и наоборот (Лущик, Мелешин, 1972).

В отложениях толщи развиты как напорные, так и ненапорные воды. В связи с неравномерной закарстованностью водовмещающих пород нарушается сплошное распространение ненапорных вод и они циркулируют в виде обособленных потоков и струй. Такие потоки, имеющие высокую водообильность, фиксируются в осевых частях многих синклинальных складок Тарханкутского полуострова и Евпаторийско-Новоселовского плато. Дебит скважин, вскрывающих эти воды, составляет 30—40 л/сек.

В Каркинитской, Сивашской, Индольской и Альминской впадинах, где в закарстованных сармат-мэотис-понтических отложениях развиты напорные артезианские воды, наблюдается также избирательная водообильность и пестрота химического состава. Удельные дебиты скважин варьируют от 0,5 до 80 л/сек, а на сильно закарстованных участках достигают 200 и более л/сек.м.

По данным более 650 химических анализов подземных вод сармат-мэотис-понтической водоносной толщи построена сдвоенная треугольная диаграмма, которая позволила доказать наличие в данной толще инфильтрационных и вод смешанного генезиса. Последние сформировались в процессе разбавления морских седиментационных вод инфильтрационными, поэтому они имеют значительно меньшую минерализацию (до 3—8 г/л), чем современные воды океана и Черного моря. Формирование ямического состава инфильтрационных вод связано с процессами выщелачивания карбонатных пород. Близость морской акватории способствует обогащению

нию атмосферных осадков хлоридами и сульфатами, что увеличивает агрессивность этих вод (Колодяжная, 1970) и повышает содержание хлора в грунтовых водах. Поэтому коэффициент $r_{\text{Na}/\text{Cl}}$ в водах указанной толщи близок к таковому морской воды (0.83—0.86) или даже ниже, что нехарактерно для хорошо аэрированной зоны.

Процессы выщелачивания и растворения, улучшая водопроницаемость пород, облегчают возможность проникновения морских вод и соленых вод озер в толщу известняков.

Гидрохимические профили позволяют по повышенному содержанию бикарбоната кальция в подземных водах наметить участки, где происходит выщелачивание известняков. (При построении профилей ионный состав вод пересчитывался в солевой, причем комбинирование ионов в соли производилось по принципу Бунзена.)

Институт минеральных ресурсов МГ УССР

М. К. Казанбиев, М. К. Курбанов

МИНЕРАЛЬНЫЕ ТРЕЩИННО-КАРСТОВЫЕ ВОДЫ ДАГЕСТАНА И ПУТИ ИХ РАЦИОНАЛЬНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

В Дагестане среди карбонатных отложений палеогена и мела широко распространены минеральные трещинно-карстовые воды. Они иногда имеют повышенную температуру и обогащены сероводородом. Термальные хлор-кальциевые воды нефтегазовых месторождений юго-восточного Дагестана содержат до 75 г/л солей, причем в водах установлены повышенные концентрации йода (до 30 мг/л), брома (до 200 мг/л), бора (до 480 мг/л HBO_2), бария (до 300 мг/л) и других микрокомпонентов.

Содержание перечисленных компонентов в водах представляет интерес как для бальнеологии, так и для химической промышленности. Отдельные скважины, вскрывшие минеральные трещинно-карстовые воды, десятки лет изливаются в поверхностные водотоки. Так, по подсчетам В. Т. Мальшека, только скважина № 3 в Берикее (дебит ее самоизлива 70 тыс. $\text{м}^3/\text{сутки}$) выносит ежегодно 1 470 000 т NaCl, до 30 000 т KCl и CaCl_2 , 14000 т BaCl_2 , 277 т SrCl_2 , 324 т йода, 5200 т брома и другие соли.

В Ботлихском районе Горного Дагестана по обоим берегам Андийского Койсу имеются многочисленные выходы

хлор-натриевых сероводородных источников. Воды приурочены к сульфатно-карбонатной толще кимериджского и титонского ярусов. При минерализации 27, 75 г/л и общем дебите около 500 л/сек воды источников выносят большое количество различных солей, в том числе более 75 % NaCl. Здесь еще с далеких времен местными жителями для своих нужд производится кустарное выпаривание каменной соли. Воды эти пригодны и для лечения органов пищеварения, печени, ревматизма. По своим лечебным свойствам и минеральному составу они близки к водам известного курорта Старая Русса.

В прибрежной и предгорной частях республики имеются большие потенциальные возможности для развития санаторно-курортных объектов. Этому способствует наличие как минеральных сульфидных термальных вод, так и грязей.

Природные условия Каспийского побережья Дагестана не уступают Черноморскому побережью Грузии, а наличие прекрасных пляжей позволяет рассматривать этот район как высокоперспективный для строительства здравниц всесоюзного значения.

Частичное использование сульфидных минеральных трещинно-карстовых термальных вод на курортах Талги и Каякентские показали их высокую эффективность при лечении различных заболеваний.

В недрах Дагестана имеются значительные запасы и минерализованных под, представляющих интерес как химическое сырье.

*Институт карстоведения и спелеологии
Дагестанский институт
Институт геологии, Даг. филиал АН СССР*

А. В. Солнцев

ТРЕЩИННО-КАРСТОВЫЕ ВОДЫ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

Трещинно-карстовые воды на исследуемой территории приурочены к карбонатным породам девона и карбона. Они залегают на глубинах от нескольких метров в долинах рек до 100 м и более на водоразделах. Разгрузка вод осуществляется в основном в долины рек. Наибольшее число родников приурочено к среднегорному ландшафту. В районах предгорной наклонной равнины имеются выходы крупных источ-

ников с дебитом более $1 \text{ м}^3/\text{сек}$. Это родник Кельтемашат у западного предгорья Таласского Алатау ($3 \text{ м}^3/\text{сек}$), родник у пос. Корниловка ($4 \text{ м}^3/\text{сек}$) и группа родников у пос. Ильинка ($1,2 \text{ м}^3/\text{сек}$) в юго-западных предгорьях хребта Броддай. Подземные воды пресные, гидрокарбонатно-кальциевые, с суммой солей $0,2—1 \text{ г/л}$.

Питание трещинно-карстовых вод осуществляется в основном за счет атмосферных осадков, количество которых в разных местах изменяется от 150 до 1200 мм/год . Значения модулей подземного стока варьируют по площади от $0,5—1$ до 10 л/сек на 1 км^2 и даже более. Самые низкие их значения отмечены в северо-западной наиболее пониженной части гор. С приближением к среднегорью хребта Каратау значения модулей возрастают до $7—8 \text{ л/сек}$ на км^2 . Далее на юго-восток по мере понижения водораздела модули уменьшаются до 2 л/сек на 1 км^2 . Еще далее на юго-восток и к горам Боролдай, а также в Таласском Алатау, Угамском хребте значения модулей $5—10 \text{ л/сек}$ на 1 км^2 и даже местами более. В горах Коржантау эти модули уменьшаются от 10 до $2—3 \text{ л/сек}$ на 1 км^2 и даже менее. Очаговое питание трещинно-карстовых вод происходит путем поглощения вод речек и аллювия. Отмечается и подток трещинных вод со стороны выше-расположенных склонов.

Трещинно-карстовые воды широко используются для водоснабжения большого количества колхозов и совхозов. Г. Кентау целиком обеспечивается этими водами. Интенсивные водопритоки трещинно-карстовых вод мешают ведению горных работ и почти вдвое удорожают эксплуатацию полезного ископаемого. Так, водопритоки на руднике Миргалимсай достигают $7 \text{ м}^3/\text{сек}$. Он является одним из обводненных в Союзе. Вместе с тем, это и крупнейший водозабор подземных вод.

Алма-Ата, институт гидрогеологии и гидрофизики АН КазССР

*Х. И. Валиев, М. М. Маматкулов, Р. Ишанкулов, А. Алимов,
Г. Т. Турсунов*

ТРЕЩИННО-КАРСТОВЫЕ ВОДЫ НУРАТИНСКО-КЫЗЫЛКУМСКИХ ПОДНЯТИЙ

Исследуемая территория расположена в Западном Узбекистане и охватывает горы Нуратау, Сангрунтау, Аристантау, Кульджуктау, Тамдытау и Букантау, которые сложены в ос-

новном карбонатными, песчано-сланцевыми и интрузивными породами палеозойского возраста, смятыми в складки.

Карбонатные отложения трещиноваты и закарстованы. Наибольшая трещиноватость пород и их закарстованность приурочены к зонам разломов и дробления, которые имеют линейно вытянутые формы шириной до 1 км и длиной до 10 км. К этим площадям тяготеют наиболее водообильные зоны. Наличие таких зон создает благоприятные условия для формирования трещинно-карстовых вод и их концентрированной разгрузки. Питание трещинно-карстовых вод зоны активного водообмена происходит за счет атмосферных осадков, что подтверждается режимными наблюдениями.

Трещинные и трещинно-карстовые воды палеозойских пород на рассматриваемой территории разгружаются в виде родников и вскрыты скважинами и колодцами. Расходы родников колеблются от 1,0—5,0 до 200 л/сек (р. Нурата), а скважин — от 1,0 до 10 л/сек при понижении соответственно 48 и 1,5 м, а при самоизливе дают притоки более 15 л/сек (в/з Тамды). Воды в основном пресные (до 1 г/л) и слабоминерализованные (1,5—2,6 г/л), гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатно-гидрокарбонатные и сульфатно-хлоридные с повышенным содержанием кальция.

В настоящее время трещинно-карстовые воды используются для водоснабжения небольших населенных пунктов. Однако исследования трещинно-карстовых вод зон тектонических разломов и дробления показывают, что на их базе можно организовать водоснабжение и средних населенных пунктов, а в некоторых случаях воды могут представлять интерес и для бальнеологии как лечебно-питьевые воды.

Ташкент, ГидроИНГЕО

Ю. В. Архидьяконских, В. Б. Колпаков, А. В. Сотников

КАРСТ И КАРСТОВЫЕ ВОДЫ КАСПИЙСКО-АРАЛЬСКОГО РАЙОНА

На обширной территории между Каспийским и Аральским морями на поверхности распространены выходы сарматских известняков — ракушняков, которые снизу подстилаются глинистыми породами. Мощность этих известняков колеблется в пределах 30—70 м. Известняки трещиноватые и закарстованные. При бурении скважин наблюдались провалы инструмен-

та до 1—2 м. Среди карстовых форм здесь встречаются неглубокие карстовые долины и бессточные впадины (Сам, Асмантай, Косбулак, Каунды и др.).

На поверхности плато Устюрт и Степного Маншыстау встречаются карстовые воронки диаметром от 5 до 25 м и глубиной до 1—5 м. Плотность воронок колеблется от 0,05 до 0,3 на 1 км².

На побережье Каспийского моря имеются пещеры протяженностью до 30 м и более с гrotами высотой до 10 м.

На побережье Аральского моря распространены оползневые цирки, к которым приурочен овражно-останцовый рельеф.

В целом на описываемой территории выделяется несколько типов стадий развития карста, различных по своему характеру, для участков, имеющих сток в Каспийское и Аральское моря и для остальных — бессточных площадей.

Среди бессточных бассейнов к первоначальной стадии врезания и частичного расширения относится тип Кошкарата — Жетыбай. Тип Каунды характеризует следующую стадию — пассивного заглубления впадин и активного расширения бассейна. К завершающей стадии относится тип Карагие. На этой стадии карстообразование завершено полностью и возможна только боковая суффозия.

Для бассейнов Каспийского и Аральского морей молодая стадия развития карста характеризуется прибрежным типом. Зрелую стадию представляет тип Ханга-Баба, а дряхлую — тип Кентык-Шуйле.

Ежегодное восполнение запасов трещинно-карстовых вод, развитых в известняках-ракушняках, в основном связано с зимне-осенними осадками (до 40 мм) и частично — с конденсацией паров (до 20 мм). Амплитуда колебаний уровня достигает 0,65 м. Содержание легко растворимых солей колеблется в пределах 1—3 г на 100 г породы. Воды известняков имеют минерализацию — 0,5—50 г/л и более, причем пресные воды встречаются редко. Наиболее опресненные воды приурочены к участкам развития поверхностных форм карста. Здесь дебиты скважин достигают 1—6 л/сек, а коэффициент водоотдачи — 0,25. Установленные закономерности и районирование позволяют вести поиски вод известняков сармата более целенаправленно.

*Институт карстоведения и спелеологии
Институт геологических наук АН КазССР*

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ТРЕЩИННО-КАРСТОВЫХ ВОД КАЗАНСКОГО ВОДОНОСНОГО КОМПЛЕКСА В ЗАПАДНОЙ БАШКИРИИ

Казанские отложения в северной части Западной Башкирии (верховья рек Сюнь, База) слагают водораздельные пространства и верхние части склонов. Они представлены чередованием известняков, известковистых глин, алевроитов, пестроцветных глин и песчаников, реже — конгломераторов. Среди карбонатных пород часто выделяются закарстованные пачки, мощностью от 1—3 до 30—40 м.

На юг и юго-запад казанские отложения погружаются под более молодые татарские и вскрываются скважинами в нижних частях склонов ниже эрозионных врезов.

На исследуемой территории развит в основном закрытый (русский) и покрытый (среднеевропейский) типы карста. Поверхностные формы карста широкого распространения не получили. Это связано с особенностями распространения известняков в общем разрезе казанского яруса, где выделяется до 6 закарстованных пластов известняка, которые не всегда имеют гидродинамическую связь между собой. В большинстве случаев характерно ярусное расположение родников с превышением над эрозионным врезом от 1—5 до 50—60 м и более. Воды безнапорные или обладают слабым напором.

Расходы родников колеблются от 0,1—1,0 до 20—40 л/сек. и более (бассейн р. Кидаша). Дебиты скважин варьируют от 0,2 до 13,0 л/сек при понижении на 1—3 м.

Водообильность пород обусловлена и тектоническим строением территории: наиболее высокодебитные родники приурочены к синклиналям и мульдам.

Воды комплекса обычно пресные (минерализация 0,35—1,0 г/л), гидрокарбонатно-кальциевые, иногда с повышенным содержанием сульфат-иона. Общая жесткость 5—8 мг-экв. Питание водоносного комплекса преимущественно инфильтрационное. В районе нефтепромыслов отмечаются воды повышенной минерализации, обусловленной техногенным загрязнением.

Воды казанских отложений широко используются для сельскохозяйственного и промышленного водоснабжения (гг. Октябрьский, Белебей, сс. Нижнетроицкое, Стерлибашево, Киргиз-Мияки, Федоровка и др.).

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА РЕЧНЫХ ВОД КАРСТОВЫХ РАЙОНОВ УРАЛА И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАВНИН

Речные воды карстовых районов Урала и прилегающих равнин по химическому составу относятся к гидрокарбонатной, сульфатной и хлоридной формациям и группе вод смешанного состава (гидрокарбонатно-сульфатной, сульфатно-хлоридной, хлоридно-сульфатной и т. д.).

Воды гидрокарбонатного состава очень малой (менее 0,1 г/л) и малой (0,1—0,2 г/л) минерализации характерны для районов известнякового карста горной части Урала, где карстующиеся карбонатные породы встречаются среди метаморфических и магматических пород. Гидрокарбонатные воды малой (весна) и средней (0,2—0,5 г/л в межень) минерализации широко распространены в условиях известнякового карста на западном и восточном склонах Урала и на прилегающих равнинах.

Речные воды повышенной (0,5—1,0 г/л) и высокой (более 1 г/л) минерализации сульфатного, хлоридного или смешанного состава наиболее характерны для районов гипсового, известняково-гипсового и соляного карста Предуральской и Приуральской карстовых провинций. На их территории выделяются крупные гидрохимические районы, где преобладающее влияние на формирование химического состава и минерализацию речных вод оказывают состав пород и карстовые явления. К таким районам относятся: Колво-Вишерский, Соликамский, Яйво-Косьвинский, Кишергско-Суксунский, Добрянский, Бирский, Уфимский, Бельский (Бугульминско-Белебеевский), Вятский (Вятских увалов), Волго-Нижнекамский и другие. Здесь значительную роль играет подземное питание рек, достигающее 40—67 % от общего годового стока (Вишера, Ирень, Б. Саре, Тюй, Бирь, Белая и др.).

В водах рек районов гипсового, известняково-гипсового и соляного карста заметно возрастает содержание микроэлементов (до 3,2—10,4 мг/л и более), особенно стронция, бария, марганца и других элементов, которые выщелачиваются из пород подземными водами. Таким образом, химический состав речных вод карстовых районов в большинстве случаев находится в соответствии с химическим составом и растворимостью карстующихся пород. Карстовыми реками наиболее энергично выносятся карбонаты, сульфаты и хлориды.

К ВОПРОСУ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА РЕК СРЕДНЕ-ВИШЕРСКОГО КАРСТОВОГО РАЙОНА

Изучение формирования химизма рек бассейна Вишеры проведено на примере Бол. Колчима, а также рек, пересекающих и обрамляющих поле древних пород в пределах Колчимской и северной части Тулым-Парминской антиклинали. Подземное питание рек осуществляется трещинно-карстовыми водами карбонатных пород силура и верхнего протерозоя и трещинно-грунтовыми водами терригенных толщ ордовика и верхнего протерозоя — нижнего палеозоя. Грунтово-поровые воды рыхлых мезо-кайнозойских отложений распространены локально и в питании рек играют весьма малую роль.

Глубина распространения грунтовых вод невелика и составляет 10—30 м в приводораздельных частях рельефа и 1—5 м в логах и поймах рек. Зеркало грунтовых вод практически повторяет в сглаженном виде рельеф местности. В этих условиях доля того или иного типа вод в питании рек может, в первом приближении, приравниваться к площади распространения соответствующих разностей пород.

Более точное определение роли карстовых и трещинно-грунтовых вод в питании рек проведено при помощи формул смешения (Коротков, Павлов, 1970). Основанием для применения формул послужило выделение типов вод, образующихся на различных этапах миграции и приуроченных к тем или иным формам рельефа. Пример выделения этапов приводится в параллельной работе (Бакшуттов, Гаврилова). Пределы расчетных значений, характерных для района в целом, сведены в таблицу 1 (при расчетах использовались вычисленные для каждого локального участка конкретные значения, иногда существенно отличающиеся от приводимых среднестатистических).

Расчеты показали, что для большинства выделенных участков доля карстовых вод в формировании речного стока значительно выше, чем доля площадного распространения карстующихся пород (табл. 2). Одновременно нашли подтверждение ранее сделанные выводы о том, что водообильность карстующихся пород больше, чем водообильность терригенных толщ.

В то же время расчеты позволили подтвердить тот факт, что карбонатные породы левобережья среднего течения р. Бол. Колчим на большей части практически безводны. Раньше этот

Изменение минерализации подземных вод в зависимости от условий миграции

Литология водовмещающих пород	Геоморфологические условия	Предшествующая среда миграции	Минерализация, мг/л	
			Пределы	Среднестатистическая
Карбонатные породы (известняки, доломиты, реже известковистые песчаники и алевролиты)	Приводораздельная часть	Атмосфера	106—280	198
	Припойменная часть	Атмосфера	212—330	266
		Терригенные породы	196—421	290
Терригенные породы (песчаники, сланцы, алевролиты, реже конгломераты, аргиллиты, глины)	Приводораздельная часть	Атмосфера	26—94	56
	Припойменная часть	Атмосфера	49—153	84
		Карбонатные породы	71—178	135

Т а б л и ц а 2

Роль карстовых вод в питании рек				
Бассейн	Площадь км ²	Доля карстующихся пород и карстовых вод (%)		Превышение водообильности карстующихся пород над терригенными
		площадь	питание рек	
Колчимская Рассоха	17,0	25,0	64,0	2,56
Рассольная	17,0	27,0	44,0	1,63
Б. Колчим (верхнее течение)	9,7	14,5	20,0	1,38
Чурочная	32,3	47,0	63,0	1,34
Б. Колчим (среднее течение)	52,6	33,0	25,0	0,76

вывод базировался только на том, что в этой части найдено всего 3 карстовых воронки (в крайней северной части массива) и 4 родника, в то время как в нижнем течении и на правобережье среднего течения, находящихся в аналогичных структурных условиях, обнаружено более 10 родников и множество карстовых воронок.

*Институт карстоведения и спелеологии
Лаборатория гидрогеологии Пермского университета*

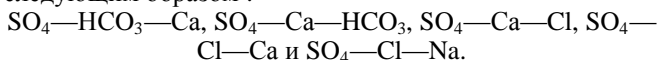
К. Г. Бутырина

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ПРОФИЛИ МАЛЫХ РЕК И КАРСТОВЫХ ОЗЕР ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПЕРМСКОЙ ОБЛАСТИ

Результаты многолетнего комплексного изучения малых рек и карстовых озер, расположенных в Косьюинско-Чусовском междуречье, в пределах Полазнинско-Шалашнинского и Сергинцовско-Долгушинского карстовых районов, позволили выявить роль зональных и незональных (автономных) факторов, влияющих на формирование химического состава их вод. На данной территории соотношение этих факторов не остается постоянным. Оно изменяется вследствие неоднородности литолого-гидрогеологической обстановки.

Одновременный отбор проб воды в ряде точек водотока от истока к устью, а также из озер по вертикали позволил соста-

вить гидрохимические профили. В центральной части Пермской области на малых реках выявлено пять основных гидрохимических профилей, четыре из которых имеют аazonальный облик и обусловлены участием в питании рек карстовых вод $\text{SO}_4\text{—Ca}$ и Cl—Na состава. Гидрохимически аazonальны реки Полазна, Васькина, Талая, Шалашная, Озерная, частично — Вильва, Пожва, Ключанка, Добрянка и др. Для карстовых озер выявлено семь гидрохимических профилей, данные о которых опубликованы ранее (1967, 1973). В 1972—1973 гг. для озер Среднеполазнинского и Вильвинского-2 составлены сезонные гидрохимические профили (лето, осень, зима). В каждый сезон по вертикальному профилю оз. Вильвинского-2 обнаружено от 4 до 5 гидрофаций с минерализацией от 0,66 до 3,96 г/л. Химический состав воды от поверхности ко дну изменяется следующим образом :



Пермский университет

Р. В. Яценко

К ВОПРОСУ О ХАРАКТЕРЕ ВОДНОГО БАЛАНСА КАРСТОВЫХ ОЗЕР

На характер водного баланса карстовых озер Пермской области, помимо широтных климатических факторов, большое влияние оказывают гидрогеологические условия и генезис озерной котловины. Источниками питания являются, в основном, атмосферные осадки на зеркало и поверхность бассейна, а также грунтовые, карстовые, трещинно-карстовые и другие типы подземных вод.

Приводится классификация карстовых озер по характеру водного баланса. Большинство описываемых водоемов (87 %) — бессточны и бесприточны (табл.) Балансовыми составляющими для них являются в приходной части — осадки на зеркало, в расходной — испарение с поверхности зеркала воды. Периодические колебания уровней обусловлены, главным образом, метеорологическими факторами. Для озер атмосферного питания амплитуда колебания уровней в 2 раза выше, чем для озер подземного и смешанного питания (0,8—1 м и 0,4—0,5 м соответственно).

Особенностью карстовых озер являются «случайные» колебания уровней, связанные с активизацией карстовых процессов и суффозии.

**Классификация карстовых озер Пермской области
по водному балансу и генезису**

Типы озер		К-во	Примеры
По водному балансу	По генезису и источникам питания	% озер	
I. Бессточные	Преимущественно кольматационные котловины области поглощения (междуречья)	364	Многочисленные озера междуречий Чусовой и Камы, Чусовой и Сылвы, Сылвы и Шаквы, Ирени и Сылвы
		87	
1. Бесприоточные	Атмосферное питание	355	
2. Приоточные	Котловины области стока в речных долинах и депрессиях. Атмосферное и грунтовое питание	85	Большое, Карасье в Мазуевской, Круглое в д. Н. Одина в Дикоозерской карст, депрессиях
		9	
		2	
II. С перемежающимся поверхностным стоком	Провальные котловины области стока, реже кольматационные области поглощения. Атмосферное питание	28	Каменное, Гробоно, Карпуша, Сухое, Бурцевское, Дикое, Большое и другие в логах и депрессиях
		6,5	
III. Сточные	Преимущественно провальные котловины области стока и родниковые области разгрузки	28	
		6,5	
1. С постоянным поверхностным стоком:			
а) приточно-сточные	Лога, депрессии, атмосферное и грунтовое питание		Группа Дикаринских озер
б) проточно-сточные	Депрессии, речное и атмосферное питание		Калистовское, Волновое, Белое (Дурнятская карст, депрессия)
в) подземно-приточно-сточные	Родниковые озера области разгрузки, карстовое и атмосферное питание		Озера-окна в долинах рек Кунгура, Мазуевки, оз. Роголек
2. С постоянным подземным стоком (подземно-проточные)	Речные долины, карстовое питание		Озеро Еремино в долине р. Кухтым, озера-окна в долине р. Кишертки

Пермский университет

ИСЧЕЗАЮЩИЕ РЕКИ СЕВЕРНОЙ ЭСТОНИИ

В Северной Эстонии встречаются небольшие карстовые реки и ручьи, являющиеся притоками главных рек. Часть их находится в слепых долинах и поглощается одной или несколькими карстовыми воронками. Они не имеют, по-видимому, значительного подземного течения и питают трещинно-карстовые воды.

Карстовые реки в ряде мест поглощаются частично, что обнаруживается резким уменьшением их дебита.

К карстовым относятся реки Эрра, Йыэляхтме, Куйвайыги и Катайыги, имеющие дебит до $2 \text{ м}^3/\text{сек}$ и длину подземной части (по прямой) 1,2—2,5 км. Эти реки поглощаются или в многочисленных воронках с мелкими понорами на дне русла (например, р. Эрра на протяжении более 2 км) или в одной большой карстовой котловине. Поноры имеют ширину до 10 см. Обычно они покрыты щебенкой. Реки поглощаются при пересечении зон трещиноватости субмеридионального простирания. Над многочисленными подземными ручьями развиты цепи карстовых воронок.

Полости подземных рек по размерам незначительны. Ввиду густой сети тектонических трещин преобладают узкие непроходимые щели; пещеры и гроты единичные и мелкие. Карстовые полости под более крупными реками находятся на глубине до 10 м. На таких участках наблюдается обычно большое количество разнообразных карстовых воронок и зияющих трещин (при задернованном типе карста).

Воды подземных рек выходят на поверхность во многих пунктах в виде мелких источников. Суммарный дебит карстовых источников подземной реки больше дебита реки до ее поглощения, потому что подземная река дренирует грунтовые воды.

Наблюдается тесная связь между направлениями подземной реки и преобладающей трещиноватости. Источники не всегда выходят в долине карстовой реки, но и в местах, определенных зонами трещиноватости и рельефом.

КАРСТОВЫЕ ИСТОЧНИКИ И ОЗЕРА СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

На территории Среднерусской возвышенности широко развит карст, оказывающий многогранное влияние на поверхностные и подземные воды. Карст в значительной степени нарушает зональный характер распространения и режима вод, а также влияет на их химический состав. Карст часто способствует созданию скоплений подземных вод. На это указывают многочисленные источники типа вклюдозов во многих балках и речных долинах. В условиях засушливого юга Среднерусской возвышенности расход отдельных карстовых источников достигает 250 л/сек. Более водообильны источники известнякового севера Среднерусской возвышенности. Воды карстовых источников гидрокарбонатно-кальциевые. Содержание кальция в них колеблется в широких пределах, но обычно не превышает 400 мг/л. Жесткость воды чаще всего составляет 7—8 мг-экв.

Карстовые источники по условиям выхода, согласно классификации Г. А. Максимовича, отнесены к денудационным, трещинным и смешанным. Они подразделяются на постоянно и перемененно действующие, а также восходящие и нисходящие. Преобладают денудационные постоянно действующие карстовые источники.

В результате карстовых и сопутствующих им процессов образовались и продолжают возникать карстовые озера. Большая часть их располагается на интенсивно закарстованных плакорных участках междуречий. Встречаются озера, приуроченные к пойменным, надпойменно-террасовым и склоновым типам местности. Котловины озер округлые, глубиной до 20 м.

Диаметр их редко превышает 300—400 м. Карстовые озера, как правило, обладают небольшими площадями водосборов. В питании их обычно принимают участие как поверхностные, так и подземные воды.

Ландшафтной особенностью многих карстовых озер является их слабая водоудерживающая способность. Ряд озер на юге Среднерусской возвышенности в результате фильтрации полностью теряет воду еще в начале лета. В настоящее время большая часть из них очень быстро превращается в болота. Это вызвано повсеместной распашкой территории их водосборов.

Карстовые озера и источники представляют собой довольно

сложные природные образования. Эффективное использование их в народном хозяйстве возможно лишь на ландшафтно-типологической основе.

Воронежский университет

А. М. Маринин

РЕКИ И ОЗЕРА АЛТАЙСКОЙ КАРСТОВОЙ ОБЛАСТИ

Территория Алтая характеризуется сложно развитой гидрографической сетью. На гидрографию области заметный отпечаток наложил карст. Реки: Катунь, Песчаная, Ануй, Чарыш, Бухтарма и др., протекая по карстующимся породам, имеют сравнительно незначительное число притоков, а местами притоки отсутствуют. Так, например, коэффициент густоты гидрографической сети на участках кристаллических пород в районах Северного и Северо-Западного Алтая в 1,5—2 раза выше, чем в легко растворимых карстующихся породах, потому что инфильтрация атмосферных осадков трещинами и понорами здесь оказывается больше поверхностного стока.

Наличие карста на водосборах Каракокси, Маймы, Сарасы, Устыбы, Ини, Чарыша и других рек обеспечивает перевод атмосферных вод на подземный сток. Наибольший сток воды осуществляется в карстовые формы, которые лежат на пути движущихся поверхностных вод. Максимальный сброс воды наблюдается в весенне-летний период.

В питании рек Алтая (Сарасы, Каменки, Устюбы, Немала, Бирюли, Ануй, Тулаты, Ускучевки и др.) значительная доля (до 30 % и более от годового) принадлежит подземным и карстовым водам.

Поверхностные водотоки карстующихся районов Алтая можно разделить на постоянные и исчезающие (Крубер, 1915; Максимович, 1963). Постоянные включают транзитные (Катунь, Чуя, Сумульта, Сема, Куюм, Песчаная, Ануй, Щепета, Сибирячка, Чарыш, Пня, Ульба и др.), пограничные (Аргут, Маргала, Шавла, Камышла, Булухта, Барагаш, Майорка, Чагырка) и окраинные водотоки (Аккая, Айрык, Теплый, Святой ключ, Журкин ключ, Большой Яломан и др.). Среди исчезающих водных потоков различают потоки, исчезающие при поступлении в зону развития карста (Б. Ханхара, Тулата, Известной) и исчезающие внутри карстующегося участка (Камыш-

линский, Опасный, Каракокшинский и другие речки и ручьи).

Озера карстового происхождения встречаются в хребтах Чергинском, Семинском и др. Диаметр карстовых озер колеблется от нескольких метров до 400 м, глубина — 0,4—25 м. По К. А. Горбуновой и Г. А. Максимовичу (1969), озерные ванны Алтая относятся к трем группам: а) карстовые и тектоно-карстовые (бассейн Б. Яломана); б) плотинные (бассейны Кудрина, Ануйского Каракола); в) преобразованные карстом и сложные (Айское озеро). На Алтае нами выделены также озера карстово-суффозионного происхождения (бассейны Чарыша, Каменки). Особую разновидность карстовых озер представляют озера подземных галлерей.

Воды области относятся к гидрокарбонатному классу. Жесткость речных вод варьирует в течение года от 0,30 до 5,0 мг-экв/л и более.

Горно-Алтайский пединститут

*ГИДРОГЕОЛОГИЯ**Л. А. Шимановский***КЛАССИФИКАЦИЯ И ТИПЫ
ВОДОБИЛЬНЫХ ЗОН**

Практика гидрогеологических исследований показывает, что обводненность горных пород даже в пределах одних водоносных горизонтов и комплексов крайне неравномерна. Наряду с большими территориями, характеризующимися более или менее одинаковыми дебитами родников и скважин, встречаются сравнительно небольшие участки, отличающиеся повышенной водообильностью пород. Различными авторами они называются зонами или участками повышенной водообильности, водообильными, водоносными, зонами локализации или концентрации подземных вод или подземного стока и т. д. Нам представляется наиболее удачным термин водообильная зона, поскольку он более краток и вернее отражает суть и значение этого понятия.

Однако несмотря на то, что водообильные зоны выделяют при гидрогеологических съемках и изображаются на гидрогеологических картах, до сих пор не существует их определения, классификации, единых взглядов на их происхождение, способов выделения и изображения. Справочная и методическая литература [4, 5, 6, 10, 14, 15, 20, 21, 23] также не содержит сведений о водообильных зонах. Это привело к тому, что на гидрогеологических картах одинаково изображаются водообильные зоны различные по генезису, по пространственному положению и по количественной характеристике.

Анализ материалов гидрогеологических съемок показал, что отсутствие определения, теоретического обоснования и критериев выделения водообильных зон, их классификации и т. д. вносит путаницу в их картирование и снижает возможность применения карт для поисковых и разведочных на воду

работ. Для полевых гидрогеологических карт при выделении и изображении водообильных зон характерны две наиболее часто встречающиеся ошибки. К первой мы относим выделение в водообильные зоны всех участков, отличающихся повышенными значениями дебитов родников и скважин от фоновых значений без различия их количественной характеристики. В результате, к водообильным зонам, одинаково изображаемым на картах, относятся участки с дебитами родников в 10 и 1000 л/сек, а скважин в 2—3 и 50—60 л/сек.

Вторая, более серьезная ошибка, заключается в том, что часто водообильные зоны отождествляются с зонами интенсивной разгрузки подземных вод. Зоны разгрузки фиксируются по крупным родникам и характеризуют собой водообильную зону, но пространственно они не совпадают. И для того, чтобы правильно закартировать, необходимо установить не только область разгрузки, но и области концентрации и питания водообильной зоны.

Автор предпринял попытку дать определение и классификацию водообильных зон [33]. Привлечение дополнительного фактического материала позволило уточнить и несколько усовершенствовать предложенную ранее классификацию.

Под водообильными зонами мы понимаем ограниченные участки земной коры, которые в результате тектонических, структурных, литологических, геоморфологических или других условий отличаются повышенной концентрацией подземных вод одного или нескольких водоносных горизонтов (комплексов). Им присущи более высокие, чем на окружающей территории, ресурсы подземных вод, дебиты родников и скважин. Водообильные зоны имеют области питания, концентрации подземных вод и области разгрузки.

Характеристика водообильных зон по их пространственному положению должна содержать информацию о размерах, форме в плане и глубинности.

По величине или размерам целесообразно разделить водообильные зоны на региональные, суперлокальные и локальные (табл. 1).

Под региональными зонами следует понимать водообильные зоны, находящиеся в пределах одной или нескольких крупных геологических структур, имеющие протяженность в несколько десятков километров или занимающие площади в несколько сот квадратных километров.

Мы относим к региональным зоны, протяженностью более 50 км или занимающие площадь более 100 км².

Водообильные зоны, не выходящие за пределы элементарных локальных структур (поднятий, куполов, структурных

Классификация водообильных зон по их пространственному положению

Группы (по размерам)	П о д г р у п п ы					
	по форме в плане		по глубинности			
Планетарные (?)	Линейные непрерывные	Линейные прерывистые	Площадные	Неглубокого заложения	Глубинные открытые	Глубинные закрытые
Региональные						
Суперлокальные						
Локальные						

носов, т. е. структур низшего порядка), имеющие протяженность не более 10 км или площадь не более 25 км², следует называть локальными.

Водообильные зоны, занимающие промежуточное положение, т. е. выходящие за пределы элементарных локальных структур, прослеживающиеся в двух или нескольких структурах, имеющие протяженность от 10 до 50 км или занимающие пространства, площадью от 25 до 100 км², мы предлагаем называть суперлокальными (гиперлокальными) или транслокальными. Последний термин больше подходит для зон, прослеживающихся в двух или нескольких локальных структурах.

В зависимости от генезиса, условий питания, местных геологических условий и других факторов, все перечисленные группы водообильных зон могут иметь различные очертания и форму в плане. В соответствии с этим мы выделяем следующие подгруппы зон.

Линейные непрерывные — это четко ориентированные, вытянутые водообильные зоны, приуроченные к разломам, трещинным зонам, линиям контактов и т. п., у которых длина значительно превышает ширину (в 100 раз и больше) и водообильность которых прослеживается на всем протяжении.

Линейные прерывистые — это четко ориентированные, вытянутые водообильные зоны, у которых длина значительно превышает ширину, но водообильность их в зависимости от местных геологических, геоморфологических, гидрогеологических условий непоследовательна. Водообильные участки зон могут чередоваться со слабообильными и даже безводными. Пре-

рывистая линейная зона может быть расчленена на элементарные линейные непрерывные зоны.

Площадные водообильные зоны — это зоны, характеризующиеся повышенной водообильностью на территориях, длина которых равна ширине, или незначительно превышает ее. Сюда относятся водообильные участки, приуроченные к зонам повышенной трещиноватости без четкой ориентации трещин (в сводах структур, в перегибах пластов и т. д.), к линзам и пластам, отличающимся хорошими коллекторскими свойствами и т. д.

По мощности или глубинности водообильные зоны весьма разнообразны. Одни прослеживаются только в пределах мощности одного пласта. Это зоны, обусловленные литологическими особенностями пород (конусы выносов, песчано-гравийные, аллювиальные отложения, линзы и пласты закарстованных и разбитых первичной трещиноватостью известняков и т. д.). Другие концентрируют в себе воды нескольких водоносных горизонтов или комплексов. Это зоны, приуроченные к разломам, тектоническим контактам, прослеживающимся на большие глубины. Глубинные зоны могут быть открытыми, т. е. захватывать часть геологического разреза, начиная с верхнего комплекса, выходящего на поверхность, и закрытыми, прослеживающимися только в глубоко залегающих толщах, не выходящих на поверхность. Первые мы называем открытыми потому, что они располагаются в первом от поверхности гидрогеологическом комплексе или горизонте, т. е. в том, который изображается на гидрогеологических картах и в котором должны быть закартированы, приуроченные к ним водообильные зоны. Вторые мы называем закрытыми потому, что они приурочены к нижележащим водоносным комплексам и в первом картируемом водоносном горизонте или комплексе не проявляются. Они установлены при изучении коллекторов нефти и газа [18].

Водообильные зоны, характеризующиеся большой глубиной, могут выходить за пределы верхней геодинамической зоны — зоны активного водообмена [7, 17] и в связи с этим могут захватывать высоконапорные минерализованные воды и рассолы нижних гидродинамических зон, которые поднимаясь к поверхности, обуславливают наличие гидрохимических аномалий.

Поскольку основные ресурсы пресных подземных вод сосредоточены в верхней гидродинамической зоне, а нижние характеризуются в основном минерализованными водами, то водообильные зоны, прослеживающиеся только в верхней части разреза, характеризующейся активным водообменом, сле-

дует называть зонами неглубокого заложения, а зоны, выходящие за пределы активного водообмена и захватывающие воды, циркулирующие в условиях весьма затрудненного водообмена, мы предлагаем называть глубинными.

С глубинными зонами обычно связаны выходы на поверхность минерализованных вод.

Генезис водообильных зон разнообразен и определяет не только их пространственное положение, но и соотношение областей питания, концентрации и разгрузки.

Зоны разломов и интенсивной трещиноватости, к которым обычно приурочены участки повышенной водообильности пород, в значительной мере обусловлены тектоническими движениями, поэтому мы выделяем тектонические или тектогенные водообильные зоны. Форма, протяженность, глубинность тектогенных зон зависят от характера тектонического нарушения.

Большое распространение имеют водообильные зоны, приуроченные к дизъюнктивным нарушениям — сбросам и надвигам. Концентрация потоков подземных вод в них обусловлена повышенной трещиноватостью (зоны дробления, оперяющие трещины и т.п.). Подобные зоны широко развиты на Урале [1, 2, 3, 32, 34] и в других горно-складчатых сооружениях. Они, как правило, узкие вытянутые и относятся к группе линейных.

Водообильные участки, приуроченные к зонам повышенной трещиноватости пород в местах перегибов пластов пликативных дислокаций (в сводах валов, поднятий, в структурных носках и т.д.), характеризуются площадным распространением. Они развиты в горно-складчатых, в равнинных платформенных обстановках, где играют особую важную роль. Фиксируются они возрастанием модуля подземного стока, дебитов скважин по направлению от крыльев структур к их сводам и по зонам интенсивной разгрузки подземных вод на участках долин, в местах пересечений ими сводовых частей поднятий. Такие водообильные зоны широко развиты в Предуральском прогибе и на восточной окраине Русской платформы [19, 25, 29, 34].

Особое место занимают водообильные зоны, приуроченные к разломам без смещения горных пород. Обычно это линейные, узкие, четко ориентированные зоны. Разломы без смещения представляют собой систему трещин растяжения, приуроченных обычно к сводам положительных структур. Часто они бывают выражены в рельефе в виде логов, суходолов, иногда к ним приурочены речные долины [25, 28]. В карстующихся породах они фиксируются на поверхности цепочками карстовых воронок и хорошо картируются по скважинам и родникам. Распространены они в горно-складчатых и платформенных

условиях. Подобные зоны установлены нами в районе Уфимского плато [25, 28, 34].

Для тектогенных зон большую роль играет их глубинность. Глубинные зоны, проникающие в зону затрудненного водообмена, как правило, являются одновременно зонами разгрузки напорных минерализованных подземных вод глубоких горизонтов [34], что затрудняет возможность их использования для водоснабжения.

В формировании тектогенных водообильных зон большую роль играет новейшая тектоника [2, 3, 19, 34], так как раскрытость трещин в значительной мере определяется активностью новейших тектонических движений.

Часто водообильные зоны формируются на контакте водоносных сильно проницаемых пород с водоупорными или слабопроницаемыми толщами. В том случае, когда водоносные породы ниже по потоку подземных вод сменяются водоупорными или слабо проницаемыми, играющими роль водоупорного экрана, в приконтактной части проницаемых толщ происходит концентрация подземных вод, формируются потоки подземных вод, направленные вдоль линии контакта, образуются крупные зоны разгрузки подземных вод.

Водообильные зоны формируются в стратиграфических, тектонических, магматических контактах, в зонах фациального замещения водоносных пород водоупорными. Так, водообильные зоны, приуроченные к стратиграфическим контактам, закартированы в пределах западного склона северного и среднего Урала в приконтактных частях визейско-артинского карбонатного и ассельско-артинского терригенного водоносных комплексов, визейско-артинского карбонатного комплекса и западноуральского спорадически обводненного водоупора, франско-турнейского карбонатного комплекса и пашийско-кыновского спорадически обводненного водоупора [1, 34].

Тектонический контакт протерозойско-нижнепалеозойских отложений и карбонатного франско-турнейского водоносного комплекса обусловил наличие крупной водообильной зоны, которая устанавливается по родникам и скважинам в районах Горнозаводска, Гремячинска, Губахи, Кизела на Западном Урале [1, 2, 3, 34].

Водообильная зона в магматических породах, приуроченная к контакту кварцевых диоритов и альбитофиров, отмечена [2] в районе г. Красноуральска (Богомоловская зона).

Фациальное замещение артинских и кунгурских карстующихся толщ Уфимского вала слабо проницаемыми глинисто-песчаными отложениями Предуральского прогиба определило

формирование водообильной зоны и потока карстовых вод вдоль полосы фациального замещения пород [25, 27, 34].

В формировании водообильных зон контактной группы большую роль играют трещиноватость, разломы и закарстованность парой карбонатных (реже сульфатных) водоносных комплексов.

Литологический состав пород в значительной мере определяет характер обводненности и степень водообильности толщи. Чередование хорошо проницаемых и водоупорных или слабопроницаемых пород обуславливает положение водообильных участков. Так, для Урала установлено, что наиболее перспективными из всех литологических разностей пород для поисков подземных вод являются массивы и полосы известняков [2, 3, 24, 34]. Значительной водообильностью отличаются также рыхлые аллювиальные отложения.

Литогенные водообильные зоны, т. е. зоны, обусловленные особенностями литологического состава пород, целесообразно рассмотреть по характеру коллекторов подземных вод: поровые, трещинные, карстовые, в линзах, пластах, а для карстовых — в линзах и в крупных карстующихся массивах. Такое подразделение сразу дает возможность представить характер обводненности пород и тип подземных вод, развитый в толще пород.

Литогенные поровые водообильные зоны характерны для различных территорий и приурочены к гравийно-галечным отложениям в долинах рек, к линзам песков, песчаников, к конусам выносов и т. п. [8, 11, 12].

Литогенные трещинные водообильные зоны часто обусловлены наличием в породах диагенетических трещин, определяющих хорошие коллекторские свойства отдельных пластов. В качестве примера можно привести участки, сложенные в Пермском Приуралье сильно трещиноватыми плитчатыми доломитами, известняками, мергелями и песчаниками Соликамского горизонта кунгурского яруса. Этот горизонт является одним из основных, на котором основано водоснабжение ряда городов и поселков [24, 29, 34].

Карстовые водообильные зоны обусловлены способностью пород растворяться подземными водами, образуя при этом карстовые каналы, пустоты и полости. Они могут быть приурочены к линзам гипсов, известняков, конгломератов с растворимым в воде цементом [26, 29, 34], к пластам известняков, гипсов, ограниченным некарстующимися породами [1, 2, 3]. В крупных карстующихся массивах они могут быть обусловлены концентрированными карстовыми водотоками зон подве-

шанной горизонтальной, сифонной и поддолинной циркуляции [16, 25, 31, 34].

Повышенная пористость, первичная трещиноватость, закарстованность, обусловленные литологическим составом пород и характерные для линз, пластов и толщ определенного литологического состава, создают хорошие условия для накопления значительных ресурсов подземных вод в этих коллекторах. Родники и скважины, приуроченные к ним, характеризуются высокими дебитами, намного превышающими дебиты родников и скважин из контактирующих с ними пород, отличающихся худшими фильтрационными свойствами.

Водообильность пород, как правило, увеличивается в направлении от водоразделов к долинам, крупным оврагам и суходолам [2, 3, 29, 34]. Это объясняется наличием зон интенсивной трещиноватости в бортах и в придонных участках долин. Повышенная трещиноватость обусловлена тем, что многие реки вырабатывают долины, используя наиболее крупные разломы в системах трещинных зон [28, 34]. Кроме того, всякий массив, сложенный твердыми горными породами, находясь в напряженном состоянии как в результате стрессов сжатия, так и от веса слагающих и перекрывающих его пород. Это характерно не только для горных, но и для равнинных платформенных районов. При возникновении эрозионных врезов напряжение получает возможность разгрузиться в сторону вреза. При наличии жестких пород разгрузка сопровождается образованием трещин отседания [22] или бортового и донного отпора [13]. Если река выработала свою долину в трещинной зоне, то гравитационные процессы — процессы отседания (склонов и бортового отпора — расширяют уже имеющиеся тектонические трещины. Если же долина реки не связана с зонами разломов, то трещины отседания и отпора образуются в результате нарушения равновесия напряженности пород, связанного сформированием эрозионного вреза. Характерным для трещин отседания и отпора является параллельность долине реки и затухание их интенсивности по мере удаления от реки.

По трещинам в бортах и придонной части долин, образовавшимся или расширенным в результате эрозионных и гравитационных процессов, происходит интенсивная циркуляция подземных вод, в них образуются крупные потоки подземных вод [26, 30], которые определяют наличие зоны поддолинной циркуляции в карстующихся массивах [16, 25, 27, 31, 34] и отличаются большой водообильностью. Водообильные зоны, обусловленные эрозионно-гравитационными процессами, наблюдаются в долинах современных и древних рек, в крупных

оврагах и суходолах. В качестве примеров можно привести водообильные зоны, приуроченные к бортам современных долин Шаквы, Сылвы [34]. Водообильные зоны в бортах древних погребных долин установлены в пределах Юрюзано-Сылвинской депрессии, а в суходолах — на Уфимском плато [25, 27, 34].

Таблица 2

Классификация водообильных зон по генезису

Т и п	Подтип
Тектогенные	Надвиговые Сбросовые Разломов без смещения пород Интенсивной трещиноватости в местах перегибов пластов пликативных дислокаций
Контактные	Стратиграфических контактов Тектонических контактов Магматических контактов Фациального замещения
Литогенные	Поровые в линзах Поровые пластовые Трещинные в линзах Трещинные пластовые Карстовые в линзах Карстовые крупных массивов
Эрозионно-гравитационные	Современных речных долин Древних речных долин Погребенных речных долин Оврагов и суходолов

Таким образом, на основании общих генетических причин, определивших повышенную водообильность пород, можно выделить типы водообильных зон. Они могут быть подразделены на подтипы путем конкретизации генетических причин (табл. 2).

Оценка зон по водообильности в настоящее время проводится несколькими способами: по дебитам одиночных родников или скважин, по суммарным дебитам только родников или скважин, по суммарным дебитам и родников и скважин, по величине подземного стока, по величине ресурсов подземных вод. Разнообразие способов выявления и оценки водообильности зон приводит к тому, что на одной и той же территории могут быть выделены зоны, сопоставление которых затруднено. Отсутствие классификации зон по водообильности влечет за собой то, что в водообильные зоны на одних и тех же территориях выделяются участки с суммарным дебитом родников и скважин, измеряющимся единицами литров в секунду, на других — десятками (для скважин) и тысячами

(для родников) литров в секунду. Очевидно, необходима классификация зон по водообильности. Нам представляется, что наиболее простым и надежным способом выделения и оценки степени водообильности зон является оценка их по характеру зон разгрузки, т. е. по преобладающим дебитам родников и преобладающим удельным дебитам скважин. Опираясь на существующие классификации родников, горных пород и водоносных горизонтов по водообильности [9, 14, 15, 16], мы предлагаем следующую десятичную классификацию водообильных зон (табл. 3).

Таблица 3

Класс зон по водообильности	Количественная оценка (л/сек)	
	по преобладающему дебиту родников	по преобладающему уд. дебиту скважин
Крупные	1000 и более	50 и более
Весьма значительные	1000—100	50—5
Значительные	100—10	5—0,5
Незначительные	10—1,0	0,5—0,05

Количественная оценка выделенных классов зон по величине подземного стока и величине ресурсов подземных вод еще требует разработки и является задачей будущих исследований. На существующей стадии изученности подземных вод выделенные классы водообильных зон могут дополнительно характеризоваться значениями модулей естественного подземного стока, эксплуатационных ресурсов подземных вод, абсолютными значениями ресурсов подземных вод и т. п.

Таблица 4

Комплексная классификация водообильных зон

По пространственному положению			По генезису			По количественной харак-
Группы по величине	Подгруппы		Типы	Подтипы		Классы
	по форме	по глубинности				
Региональные Суперлокальные Локальные	Линейные непрерывные Линейные прерывистые Площадные	Неглубокого заложения Глубинные открытые Глубинные закрытые	Тектогенные	Надвиговые Сбросовые Разломов без смещения Интенсивной трещиноватости в перегибах пластов		Крупные Весьма значительные Значительные Незначительные
			Контактные	Стратиграфических контактов Тектонических контактов Магматических контактов Фациального замещения		
			Литогенные	Поровые Трещинные Карстовые	в линзах, в пластах висячих водотоков, зон горизонтальной, сифонной, поддолинной, глубинной циркуляции	
			Эрозионно-гравитационные	Речных долин	современных древних погребенных	
			Оврагов и суходолов			

На основании изложенного мы предлагаем следующую классификацию водообильных зон. Группы и подгруппы выделяются по пространственному положению зон, типы и подтипы определяются их генезисом, а классы устанавливаются по количественной характеристике (табл. 4).

Естественно, могут быть выделены и переходные типы и подтипы водообильных зон, обусловленные несколькими причинами. Также могут быть выделены сложные и простые или элементарные зоны, т.е. сложная региональная прерывистая зона может слагаться из простых непрерывных зон различного генезиса, формы и водообильности. В этом случае большую роль будут играть узлы пересечения или слияние различных зон.

Несомненно, предложенная классификация водообильных зон будет совершенствоваться. Однако на данном этапе гидрогеологических исследований применение предложенной классификации поможет узаконить картирование водообильных зон. Необходимо положение о водообильных зонах включить в существующие методические указания к гидрогеологическим съемкам и требования к составлению гидрогеологических карт. Картирование зон должно сопровождаться обоснованным анализом геологической и гидрогеологической обстановки с обязательным обоснованием фактическим материалом и пространственного положения, генезиса и количественной оценки.

Институт картоведения и спелеологии

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипин В. И., Веретенникова А. С., Шимановский Л. А., Шимановская И. А. Гидрогеологическая карта Урала. М-б 1:1 000 000 М, 1969.
2. Буданов Н. Д. Гидрогеология Урала. Изд-во «Наука», М., 1964.
3. Буданов Н. Д. Особенности геологического строения и гидрогеологическая карта Урала. Свердловск, 1970.
4. Геологический словарь. Госгеолтехиздат. М., 1955.
5. Геологический словарь. Изд-во «Недра». М., 1973.
6. Зайцев И. К. Методика составления сводных гидрогеологических карт. Госгеоллиздат. М., 1945.
7. Игнатович Н. К. О региональных гидрогеологических закономерностях в связи с оценкой нефтеносности. Сов. геология № 6, 1945.
8. Каменский Г. Н., Толстихина М. М., Толстихин Н. И. Гидрогеология СССР. Госгеолтехиздат. М., 1959.
9. Керкис Е. Е. Об оценке водообильности водоносных горизонтов. Тр. ЛГГП АН СССР, т. 3, 1948.
10. Климентов П. П. Методика гидрогеологических исследований. Госгеолтехиздат. М., 1961.
11. Ланге О. К. Подземные воды СССР, ч. I. Изд-во МГУ, 1959.
12. Ланге О. К. Подземные воды СССР, ч. II. Изд-во МГУ, 1963.

13. Лыкошин А. Г. Трещины бортового отпора. БМОИП, отд. геол., т. 28, вып. 4, 1953.
14. Маккавеев А. А. Словарь по гидрогеологии и инженерной геологии. Гостоптехиздат, М., 1961.
15. Маккавеев А. А. Словарь по гидрогеологии и инженерной геологии. (Издание второе исправленное и дополненное). Изд-во «Недра», М., 1971.
16. Максимович Г. А. Основы карстологии, т. 1, Пермь, 1963.
17. Максимович Г. А. Гидрогеохимические зоны платформ. Хим. географ, и гидрогеохимия. Вып. 3 (4). Пермь, 1964.
18. Максимович Г. А., Ендов И. И. О карстовых коллекторах верхне-девонской карбонатной толщи Пермского Прикамья. Гидрогеология и карстология. Вып. 4, Пермь, 1971.
19. Максимович Г. А., Михайлов Г. К. Опыт структурно-гидрогеологических исследований в среднем Прикамье. Гидрогеология и карстология. Вып. 3, Пермь, 1966.
20. Методические указания по составлению обзорных гидрогеологических карт территории СССР. М., 1960.
21. Методические указания по составлению гидрогеологических карт масштабов 1:1000000—1:500000 и 1:200000—1:100000, Госгеолтехиздат. М., 1961.
22. Соколов Н. И. Явления отседания склонов и глыбовые оползни ангарского типа. БМОИП, отд. геол., т. 30, вып. 1, 1955.
23. Справочное руководство гидрогеолога. Гостоптехиздат. Л., 1959.
24. Шимановская И. А., Шимановский Л. А. К оценке ресурсов карстовых вод Пермской области. Вопросы карстологии. Вып. 2. Пермь, 1970.
25. Шимановский Л. А. Подземные воды сельскохозяйственных районов юго-востока Пермской области и возможности их использования. Пермь, 1958.
26. Шимановский Л. А. Кунгурские конгломераты и конгломерато-брекчии Юрюзано-Сылвинской депрессии и их роль в рельефообразовании и гидрогеологии. Гидрогеология и карстология. Вып. 2, Пермь, 1964.
27. Шимановский Л. А. Формирование и сток карстовых вод Уфимского плато. Гидрогеология и карстология. Вып. 3, Пермь, 1966.
28. Шимановский Л. А. К вопросу об образовании трещин бортового отпора. Геол. и петрограф. Зап. Урала, вып. 2, Пермь, 1966.
29. Шимановский Л. А. Соликамский водоносный комплекс Камского Приуралья. Геол. и петрограф. Зап. Урала, вып. 6, Пермь, 1974.
30. Шимановский Л. А., Иконников Е. А., Крутов В. М. Некоторые особенности распространения подземного стока речных долин Юрюзано-Сылвинской депрессии. Геол. и петрограф. Зап. Урала, вып. 4, Пермь, 1970.
31. Шимановский Л. А., Крутов В. М. Параметры стока зоны поддолинной циркуляции. Вопросы карстологии. Вып. 2, Пермь, 1970.
32. Шимановский Л. А., Сычкина Г. А. Гидрогеологическая характеристика бассейна р. Большой Колчим на северном Урале. Геол. и петрограф. Зап. Урала, вып. 6, Пермь, 1974.
33. Шимановский Л. А., Шерстнев В. А. Водообильные зоны Урала и Приуралья и их типы. Тезисы докл. Уральской конференции «Человек и биосфера»: Свердловск, 1973.
34. Шимановский Л. А., Шимановская И. А. Пресные подземные воды Пермской области. Пермь, 1973.

К МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ ВОДОНОСНЫХ ТРЕЩИН ПРИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ ТЕРРИТОРИЙ С ПЛОХОЙ ОБНАЖЕННОСТЬЮ

Изучение трещиноватости пород является важным и обязательным видом исследования при гидрогеологическом картировании [2]. В комплексе с другими методами оно позволяет судить о характере обводненности района и с меньшими объемами дорогостоящих буровых и опытных работ выделять водообильные участки, перспективные для поисков подземных вод.

При картировании подземных вод в районах, где обнажения встречаются редко или совсем отсутствуют, а полевое изучение трещиноватости приходится производить косвенными методами (геофизическими, геоморфологическими и др.), эффективность этого вида исследований снижается из-за отсутствия методики выделения и изучения водоносных трещин из общего их числа. Чтобы судить об условиях питания, путях движения, областях разгрузки подземных вод, помимо общей картины трещиноватости, необходимо знать направление и распределение в плане водоносных трещин. Предлагаемый нами способ выделения водоносных трещин базируется на том, что поверхностные водотоки используют при своем движении пути наименьшего сопротивления — наиболее открытые трещины и зоны трещиноватости [1], по которым в свою очередь циркулируют в породах и подземные воды.

Нами в условиях Пермского Прикамья изучалось соотношение между азимутами простирания водоносных трещин в родниках и направлениями струй и ручьев, вытекающих из родников.

Район представляет собой всхолмленную равнину, расчлененную овражной и речной сетью. Наблюдается тесная связь рельефа и речной сети с тектоникой [4]. Подземные воды приурочены к трещиноватым, преимущественно терригенным, породам пермского возраста. При этом, как показали исследования Г. К. Михайлова [3], основная роль в обводненности пород принадлежит тектонической трещиноватости. Обнаженность территории плохая, выходы подземных вод на поверхность часто замаскированы четвертичными отложениями и задернованы.

Изучение родников производилось на двух участках: в

бассейне среднего течения р. Сылвы, расположенном в Предуральском прогибе, и бассейне нижнего течения р. Обвы, относящемся к восточной части Русской платформы (см. рис.).

На первом участке обследовано 65 родников с четко выраженными струями и ручьями, в 40 из которых, помимо измерения направления струй, замерены азимуты водоносных трещин. На втором участке изучено 224 родника, водоносные трещины замерены в 35 родниках.

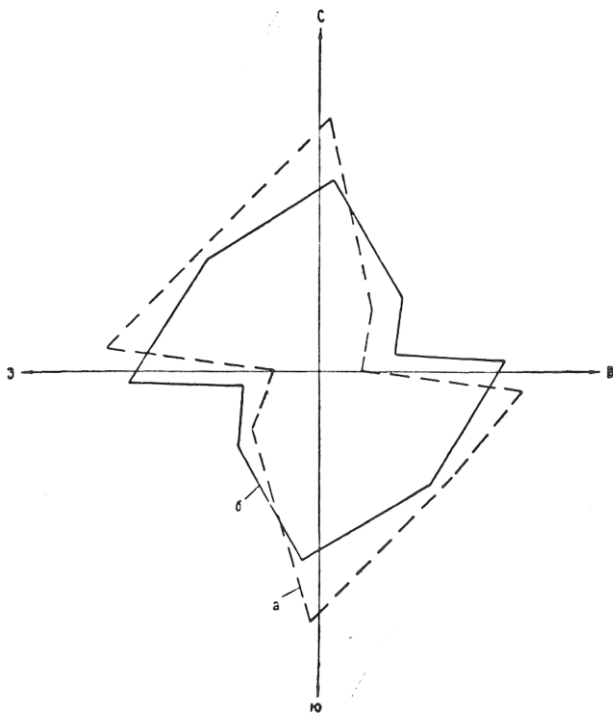


Рис. Диаграмма направлений и встречаемости водоносных трещин (а) и струй родников (б) в кунгурских породах бассейна среднего течения р. Сылвы

Проведенные исследования показали следующее:

1. Форма выхода подземных вод на поверхность земли определяется характером водоносных трещин. При горизонтальных, слабонаклонных трещинах выходы подземных вод имеют пластовую (площадную) форму, в случае наклонных и вертикальных — наблюдаются обособленные струи, мелкие ручьи.

2. Подземные воды, циркулирующие по трещинам пород, при выходе на поверхность продолжают движение вблизи выхода по трещинам тех же направлений (или близким к ним), что и в обнажении. Этот вывод подтверждается сопоставлением азимутов водоносных трещин и струй родников, приведенным в таблице и на рисунке.

Т а б л и ц а

Сопоставление встречаемости водоносных трещин и струй родников по азимутам (в %) в бассейне нижнего течения р. Обвы

Трещины и струи родников	Азимуты			
	0—45	45—90	270—315	315—0
Струи и ручьи, вытекающие из родников	22,8	17,4	26,3	33,5
Водоносные трещины родников	24,2	18,2	18,6	39,0

3. Изучение водоносных трещин при гидрогеологическом картировании территорий с плохой обнаженностью можно производить по родникам с задернованными выходами подземных вод путем измерения струй и мелких ручьев, вытекающих из родников. Измерения расходов отдельных струй дадут возможность выполнять сравнительную оценку обводненности трещин различных направлений.

Пермская комплексная геолого-разведочная экспедиция

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Гольбрайх И. Г., Забалуем В. В., Миркин Г. Р. Тектонический анализ мегатрещиноватости — перспективный метод исследования закрытых территорий. «Советская геология», 1965, № 4.
2. Методические указания по гидрогеологической съемке на закрытых территориях в масштабах 1:500 000, 1:200 000 и 1:50 000. «Недра», 1968.
3. Михайлов Г. К. Гидрогеологические особенности фациально невыдержанных толщ в зоне активного водообмена. «Гидрогеология и карстоведение», Пермь, 1966, вып. 3.
4. Шимановский Л. А. Основные факторы формирования рельефа Пермского Прикамья. «Геология и петрография западного Урала», Пермь, 1970, вып. 5.

ВОЗРАСТ ГЛУБИННЫХ ВОД СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЖЕТЫБАЙ-УЗЕНЬСКОГО РАЙОНА НА МАНГЫШЛАКЕ

В связи с поисково-разведочными работами на нефть на территории Мангышлака пробурено значительное число глубоких скважин. Большая часть их расположена на площадях Узень, Жетыбай, Тенге, Карамандыбас, Тасбилат, Жага и др.

Буровыми скважинами вскрыты песчано-глинистые отложения юрского возраста, залегающие на глубинах ниже 1100—1500 м. Общая мощность их достигает двух километров и более.

По литологическому составу они характеризуются чередованием песчано-алевролитовых и песчано-глинистых отложений. Вся толща обводнена. Отложения имеют разную степень (водоотдачи). Глинистые прослои, содержащие песчаный материал, являются относительно водоупорными горизонтами.

К юрской толще приурочены 14 водоносных горизонтов, из которых в верхней юре (келловей) — один, в средней (бат, байосс, аален) — одиннадцать и в нижней (тоар) — два. В региональном плане все водоносные горизонты гидравлически взаимосвязаны, образуя единый водоносный комплекс.

Наиболее полно изучены воды среднеюрских отложений. Мощность водоизмещающих пород колеблется в пределах 680 (Узень) — 900 м (Тенге), а глубина залегания 790—2100 м.

Общая минерализация подземных вод изменяется в пределах 100—200 г/л, воды хлоридного натриево-кальциевого или магниевого состава. Сульфаты и гидрокарбонаты находятся в незначительных количествах (от 0 до 5—10 % мг-экв.).

В 420 анализах проб воды, отобранных из средней юры, определен газовый состав, исследованы редкие газы — аргон и гелий, (табл.).

Условия сохранения газа в подземных водах юрских отложений сравнительно благоприятные, так как глубина их залегания значительная, структуры закрытого типа, в кровле находится мощная толща глинистых пород.

Абсолютный возраст газового состава подземных вод определен по формуле He/Ar $115 \cdot 10^6$ лет.

Результаты показывают, что с увеличением глубины залега-

**Состав редких газов в водоносных горизонтах
средней юры (в %) и их возраст (млн. лет)**

Структура	Интервал опробования	Аргон	Гелий	Возраст
Узень	1173—2124	0,046	0,045	113
Жетыбай	1705—2651	0,057	0,057	115
Карамандыбас	1374—1993	0,036	0,037	118
Генге	1710—1605	0,028	0,031	125
Гасбулат	1937—2819	0,027	0,036	150
Жага	2561—2874	0,074	0,109	170

ния водоносного горизонта повышается в некоторых структурах возраст газов в воде. Возраст водно-газовой массы несколько меньше возраста водовмещающих пород средней юры (140—150 млн. лет), приуроченной к более северным структурам (Узень, Карамандыбас, Жетыбай). В структурах, удаленных от областей питания, возраст воды повышается, и здесь больше сохраняется их сингенетичность.

Расчеты возраста воды могут служить материалом для характеристики времени нефтеобразования.

*Институт геологических наук АН КазССР
Пермский госуниверситет*

КАРСТОВЫЕ КОЛЛЕКТОРЫ И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

А. М. Кропачев

ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ НА СТАДИИ ДИАГЕНЕЗА

Коллекторские свойства карбонатных пород формируются на всех стадиях литогенеза. Наиболее хорошо они изучены на стадиях гипергенеза и катагенеза. Но они интенсивно протекают и на стадии диагенеза, которая отличается изменчивостью во времени и в пространстве физико-химических условий существования карбонатного осадка.

В условиях современного диагенеза проявляются процессы: абразии, корразии и коррозии, приводящие к образованию следующих генетических видов полостей: абразивных, биогенно-абразивных, корразионных, коррозионных и биогенно-корразионно-коррозионных.

Абразивные полости образуются в результате механического разрушения рифовых построек в зоне прибоя, где действие волн сопровождается механическим расширением пустот, например, между колониями рифообразователей.

Биогенно-абразивные полости являются результатом механического разрушения коралловых рифов морскими звездами и другими животными.

Корразионные полости возникают на поверхности плотного осадка за счет вращения галек или валунов под влиянием ветрового движения воды на мелких участках моря.

Коррозионные полости формируются в результате химического растворения карбонатных осадков кислыми поровыми растворами.

Биогенно-корразионно-коррозионные полости — результат жизнедеятельности организмов, одни из которых выделяют кислые продукты, растворяющие карбонаты (водоросли), другие поедают карбонатный осадок и делают в нем ходы (черви и другие животные).

Форма и размеры диагенетических полостей весьма различны, а некоторые из них, например, коррозионные и биогенно-корразионно-коррозионные являются микрокарстовыми образованиями.

Проявление тех или иных процессов образования полостей определяется ландшафтными условиями зоны диагенеза и литологическими особенностями карбонатных осадков. В верхней подзоне зоны диагенеза имеют место корразионные, абразивные, биогенно-корразионно-корразионные и биогенно-абразивные процессы, в средней подзоне — корразионные и биогенно-корразионно-коррозионные.

Значение перечисленных процессов в литогенезе велико. Они определяют текстурные особенности карбонатных пород, их физические свойства и, в какой-то степени, геохимические особенности.

Изучение этих процессов, кроме того, позволяет решать палеогеографические вопросы (изучение фациальных условий в бассейнах осадконакопления) и, главное, производить оценку коллекторских свойств карбонатных пород.

Вопрос о происхождении полостей, образующихся на стадии диагенеза, требует дальнейшего изучения.

**О ХАРАКТЕРЕ ГИПЕРГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ
В СУЛЬФАТНО-КАРБОНАТНЫХ КОМПЛЕКСАХ
В СВЯЗИ С ФОРМИРОВАНИЕМ
СЕРНИСТЫХ НЕФТЕЙ**

Все гипергенные процессы, происходящие в сульфатно-карбонатных комплексах, можно в общем плане подразделить на два типа:

1) гипергенные процессы, протекающие без участия подвижных нефтяных флюидов;

2) гипергенные процессы, в которых в качестве активной фазы участвуют нефтяные углеводороды (продукты катагенных преобразований рассеянного органического вещества), мигрирующие в них по ослабленным зонам из нижележащих нефтегазовых месторождений.

Если первый тип гипергенных преобразований выражается, главным образом, в карстовании пород, т.е. растворении и выносе сульфатов и отчасти карбонатов с формированием вторичных полостей и каверн, то второй тип гипергенеза, наряду с типично карстовыми процессами, характеризуется еще метасоматическим замещением гипсов и ангидритов на кальцит и серу.

Все сернистые разности нефтей связаны с зонами развития палеокарстовых коллекторов, гипергенные преобразования которых, вероятнее всего, происходили с участием нефтяных углеводородов, т.е. в прошлые этапы геологического развития здесь были условия для образования месторождений или проявлений самородной серы.

Наиболее подверженными гипергенным процессам, а следовательно и карсту, обычно являются выступы карбонатных пород и рифогенные массивы, которые представляют собой как бы конседиментационные структуры. При последующем захоронении эти структуры всегда будут занимать более высокое гипсометрическое положение по отношению к окружающим участкам, являясь ловушками для нефти на протяжении всего геологического развития региона.

Следовательно, конседиментационные структуры типа рифовых массивов или же выступы карбонатных пород в пределах нефтегазоносных областей представляют собой наиболее благоприятные участки, где на древних этапах гипергенные процессы шли с участием нефтяных углеводородов (т.е. с об-

разованием самородной серы), а в более поздние эпохи здесь происходило формирование сернистых разностей нефтей за счет взаимодействия их с самородной серой.

Институт карстоведения и спелеологии

В. Ф. Козяр, В. А. Кузняный, Л. И. Фарыга

ОЦЕНКА НАСЫЩЕННОСТИ ЗАКАРСТОВАННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ

Современные методы промысловой геофизики позволяют выделить различные типы коллекторов в разрезе скважин, определить их общую, межзерновую и каверново-трещинную (карстовую) пористость и нефтегазонасыщенность.

Наиболее уверенной является оценка коллекторов, характеризующихся достаточно высокой межзерновой пористостью $K \frac{AK}{\Pi} 5 - 7\%$, определяемой по акустическому каротажу, и высокой кавернозной (карстовой) емкостью, определяемой как разность пористостей, вычисленных по нейтронному — гамма $\left(K \frac{HГК}{\Pi}\right)$ и акустическому $\left(\frac{AK}{\Pi}\right)$ методам. Характер насыщенности их достаточно хорошо определяется по данным электрического каротажа. Большая емкость, проницаемость и высокие коэффициенты нефтегазоотдачи таких коллекторов объясняют высокие дебиты скважин (от десятков до нескольких сотен m^3 в сутки).

Оценка насыщенности и притоков из каверновых коллекторов, обладающих низкой межзерновой пористостью $\left(K \frac{KA}{\Pi} < 5\%\right)$, представляет значительные трудности, несмотря на высокую общую пористость. Подобные коллекторы широко развиты в продуктивных отложениях Припятской впадины и других районов. Они обеспечивают высокие и устойчивые дебиты, если кавернозность сопровождается трещиноватостью, и характеризуются отсутствием притоков, когда проницаемость пород создается только межзерновыми порами. Возможность притока из таких интервалов практически не может быть предсказана по геофизическим материалам, и пласты необходимо испытывать в процессе бурения скважины (испытателем на трубах). Затруднено также определение насыщенности пород, так как электрическое сопротивление определяется в основном

межзерновыми порами, а не нефтесодержащими трещинами, кавернами и карстовыми полостями. Для уверенной оценки насыщения необходимо отбирать образцы грунтов (стреляющим грунтоносом) или керна (сверлящим керноотборником).

*ВНИИГИС Баи. АССР
Мозырьская ПГЭ, Гомельской области*

Я. Н. Перькова, И. Г. Кремлева

ВЛИЯНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА НА ОБРАЗОВАНИЕ ВТОРИЧНОЙ ПОРИСТОСТИ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ НА ПРИМЕРЕ РЯДА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ СССР (ПОВОЛЖЬЕ, КОМИ АССР и др.)

На примере изучения продуктивных карбонатных отложений газоконденсатных месторождений Вуктыла, Оренбурга, Куйбышевского Поволжья и Средней Азии установлено влияние вещественного состава пород на формирование полостного пространства коллекторов.

В изучаемых отложениях нерастворимый остаток представлен в основном глинистым веществом, реже — алевролитовым материалом кварцевого состава и сильно метаморфизованным битуминозным веществом черного цвета. Предварительно установлено, что максимальные величины пористости (до 29—32 %) наблюдаются в образцах пород, содержащих нерастворимый остаток (НО) — менее 14—15 %. В карбонатах, содержащих НО более 14—15 %, значения пористости не превышают 14 %.

В результате исследования взаимосвязи между степенью доломитизации известняков и величиной вторичной пористости отмечается, что взаимосвязь эта неоднозначна и доломитизация не всегда является фактором, оказывающим положительное влияние на формирование коллекторских свойств пород.

Так, анализ распределения коллекторских свойств в известняках и доломитах Вуктыльского месторождения показал, что известняки по сравнению с доломитами и доломитизированными разностями имеют более низкую пористость и проницаемость. В то же время при сопоставлении литологического состава и коллекторских свойств карбонатных пород продуктивных отложений ряда месторождений Куйбышевского По-

волжья оказывается, что доломитизированные разности известняков и доломиты характеризуются незначительной пористостью.

Институт карстоведения и спелеологии

Т. А. Шевченко, Г. А. Казенкина, Н. Н. Биралло

ФОРМИРОВАНИЕ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ В ПРОДУКТИВНЫХ ГОРИЗОНТАХ ДЕВОНА ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

К продуктивным горизонтам девона на территории прогиба относятся отложения еемилукского и воронежского горизонтов, характеризующихся сложным вещественным составом. Они представлены органогенными и органогенно-детритовыми известняками, седиментационными и метасоматическими доломитами различной зернистости и глинистости. Значительна примесь сульфатного материала, играющего определенную роль в развитии карстовых явлений. К этим породам приурочено развитие карбонатных коллекторов норово-трещинного, трещинно-кавернового и кавернового типов. Наиболее низкий вынос зерна характерен для коллекторов последнего типа вследствие их слабых механических свойств.

Вторичная емкость карбонатных коллекторов обусловлена постседиментационными процессами перекристаллизации, доломитизации, трещинообразования и выщелачивания.

В результате избирательного проявления процессов карбонатные породы приобретают неоднородность коллекторских свойств в сводах и крыльевых частях локальных структур, обуславливая их различную продуктивность.

Карст в Белоруссии приурочен к структурам древнего заложения. Нефтяные флюиды поступали в карстовые полости после окончательного завершения эпигенетических преобразований. Этот процесс прослежен нами детально на примере Вишанского нефтяного месторождения. В основу исследований положены литолого-петрографические исследования зерна глубоких скважин с элементами стадийного анализа. Работы проводятся с целью изучения закономерностей распространения карбонатных коллекторов в подсолевых отложениях девона Припятского прогиба, характеризующихся региональной нефтегазоносностью.

БелНИГРИ

КАРСТОВЫЕ ПРОЦЕССЫ В СУЛЬФАТНО-КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

В процессе бурения на нефть в Припятском прогибе обнаружено большое количество крупных и мелких пустот в толще сульфатно-карбонатных закарстованных пород верхнего девона (провалы инструмента, поглощение бурового раствора).

Нами изучен характер распределения гидрокарбонатного и сульфатного ионов в подземных водах этих отложений. По данным химических анализов, воды относятся к рассолам хлор-кальциевого типа. Содержание в них иона HCO_3 колеблется на структурах Припятского прогиба от 0 до 600 мг/л. Замечено, что повышенные содержания (>100 мг/л) данного иона наблюдаются, как правило, в водах нефтеносных структур. Использование вероятностно-статистического метода позволило установить, что распределение гидрокарбонатного иона в водах межсолевого комплекса характеризуется положительной асимметрией. Последняя соответствует логарифмически нормальному закону распределения. Указанное обстоятельство рассматривается нами, как и другими исследователями (А. В. Шурубор, И. Н. Шестов, 1970), в качестве признака способности вод к растворению вмещающих их карбонатных пород.

На отдельных участках Речицко-Вишанской нефтеносной зоны подземные воды характеризуются пониженным содержанием сульфат-иона (от 100 до 400 мг/л). В водах же заведомо не нефтеносных структур концентрация сульфат-иона превышает 700—1100 мг/л. Это связано с процессами сульфатредукции. В природе процессы сульфатредукции распространены довольно широко, но наибольшего развития они достигают в районах нефтяных месторождений. Сульфатредукция сопровождается растворением сульфатно-карбонатных пород с образованием пустот. Выделившийся в процессе реакции сероводород в условиях восстановительной среды и наличия железа в породах (до 3,7 %) образует пирит II генерации, обильно фиксирующийся в нефтеносных породах. Широкое распространение пирита II генерации является показателем процессов сульфатредукции. С удалением от залежи процесс растворения затухает и сменяется процессом осаждения вторичного кальцита (Максимович, Быков, 1966).

Таким образом, характер распределения гидрокарбонатного и сульфатного ионов в водах верхнедевонских отложений свидетельствует о возможности образования в них пустот и может служить одним из поисковых признаков нефтеносных структур.

БелНИГРИ

А. М. Армишев

О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ В КАРБОНАТНЫХ КАРСТОВЫХ КОЛЛЕКТОРАХ БАШКИРСКОГО ЯРУСА ЧУТЫРСКО-КИЕНГОПСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕФТИ УДМУРТСКОЙ АССР

Вслед за М. А. Ждановым автор под неоднородностью нефтегазосного пласта понимает «в широком смысле слова, изменчивость литолого-физических или коллекторских свойств или тех и других свойств пород в совокупности». Изучать неоднородность башкирского яруса, по мнению автора, следует путем детальных палеогеографических, стратиграфических, литолого-фациальных построений.

Залежь нефти, приуроченная к продуктивным отложениям башкирского яруса Чутырско-Киенгопского месторождения, содержит 87 % извлекаемых запасов нефти. Породы башкирского яруса облекают палеокарстовые останцы намюрского возраста. В 30—40 % скважин граница башкирского и намюрского ярусов четко прослеживается по наличию светло-зеленых и серых аргиллитов, залегающих в виде линз, размером 1—2 км, мощностью до 4 м.

На площади месторождения, по-видимому, отсутствует краснополянский горизонт (И. И. Долматская, 1967). Возможно присутствие северокельтменского горизонта, доказано наличие прикамского, черемшанского и мелекесского горизонтов.

В нижней части башкирский ярус представлен пористо-стилолитово-кавернозными, органогенными и детритусовыми, оолитовыми и песчаниковидными известняками, из которых получены притоки нефти, до 130 м³/сут. При бурении пород наблюдались поглощения, до катастрофических (скважина № 8). Верхняя часть представлена кавернозно-пористыми известняками, часто окремнелыми, притоки нефти не превышают 15 м³/сут.

В отложениях башкирского яруса на различных уровнях встречены признаки внутриформационных перерывов осадконакопления и обмеления моря: конгломераты из окатанных галек нижележащих пород, прослойки аргиллитов мощностью 0,2—0,5 метра. Возможно, конгломераты являются границами горизонтов башкирского яруса.

ВЫВОДЫ

1. Граница башкирского и намюрского ярусов отчетливо определяется при наличии линзовидных прослоев аргиллитов.

2. Башкирский ярус залегает с перерывом в осадконакоплении на породах намюрского яруса, при этом выпадают из разреза краснополянский и, возможно, северо-кельтменский горизонты.

3. Внутри башкирского яруса имеются признаки внутриформационных перерывов в осадконакоплении и обмеления моря.

4. Продуктивность коллекторов нижней части яруса значительно выше, чем верхней.

Институт карстоведения и спелеологии

Н. Г. Куликова

ОСТАТОЧНАЯ НЕФТЕНАСЫЩЕННОСТЬ ЗАКАРСТОВАННЫХ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ОРЕНБУРГСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Основная газоконденсатная залежь Оренбургского месторождения приурочена к 500-метровой толще известняков артинско-среднекаменноугольного возраста. Газонасыщенными являются известняки, преимущественно органогенные и микрозернистые, порового, порово-каверново-трещинного и трещинного типов. В породах широко развита закарстованность. В эффективную мощность включены проницаемые зоны, выделяемые по геофизике как пористые и проницаемые, с пористостью от 6 до 30 %. Средневзвешенное значение пористости составляет 11,0 %. Проницаемость таких пород, по керну, изменяется от 0,1 мд до 1170 мд, преобладают значения от 0,1 до 10 мд.

Коэффициент газонасыщенности коллекторов является одним из важнейших и наименее изученных параметров при подсчете запасов.

Для Оренбургского месторождения оценка газонасыщенности осложняется тем, что породы всей продуктивной толщи содержат остаточную нефть.

Значения коэффициента нефтенасыщенности изменяются от долей процента до 75 %. Содержание нефти уменьшается с увеличением пористости. Средняя нефтенасыщенность для пород с пористостью до 6 % составляет 31,2 %, для пород с пористостью свыше 6 % — 13,8 %.

Чтобы точнее оценить содержание остаточной нефти в породах газовой части залежи, необходимо знать свойства этой нефти и характер ее распределения в поровом пространстве.

Для решения поставленной задачи был выполнен комплекс люминисцентно-битуминологических исследований, изучен элементный и групповой состав экстрактов из керна, произведены расчеты и эксперименты.

Выполненные нами исследования показали, что битумоиды, содержащиеся в породах газовой части, являются легкой нефтью, близкой по свойствам нефти нефтяной оторочки Оренбургского месторождения, и в связи с этим необходимо учитывать ее потери.

Чтобы учесть потери нефти за счет разгазирования, испарения, вытеснения фильтратом бурового раствора, в количество оставшейся в керне нефти необходимо ввести поправочный коэффициент, величина которого составляет $1,5 + 2$.

Институт карстоведения и спелеологии

Н. И. Комарова

ЭТАПЫ КАРСТООБРАЗОВАНИЯ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ОСИНСКОГО ГОРИЗОНТА МАРКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Осинский горизонт — карбонатный пласт с прослоями сульфатов и галита в верхней части, сверху и снизу ограничен пластами каменной соли. По литологическим признакам делится на три пачки, из которых верхняя и нижняя представлены хемогенными осадками, средняя сложена органогенными породами (водоросли и проблематика).

Нефтеносной является средняя пачка горизонта, залегающая под поверхностью несогласия. Коллекторами являются пористо-кавернозные и трещинные известняки (по условиям формирования это палеокарстовые коллекторы локального типа); доломиты замещения (результат доломитизации выщелоченных известняков (с межгранулярными порами и кавернами выщелачивания; кавернозные псевдоолитовые доломиты) доломитизированные остаточные продукты карстующихся известняков).

Почти все полостное пространство, сформированное карстом и связанной с ним доломитизацией, было заполнено вторичными минералами: кальцитом, ангидритом и, в основном, каменной солью. Открытая пористость засоленных пород составляет 1—4 %, проницаемость колеблется от 0 до 2—10 *мд*. В образцах, отмытых от галита, открытая пористость увеличивается до 10—40 %, проницаемость — до 463—12666 *мд*.

Приуроченность Марковской залежи к участку пересечения закарстованной зоны глубинным разломом и присутствие в этой части площади полостей, не заполненных галитом или заполненных частично, наводит на мысль, что емкость резервуара сформирована выщелачиванием каменной соли подземными водами.

Определяющим фактором в формировании коллекторов осинского горизонта в условиях засоления является тектоническая раздробленность, способствующая вымыванию галита из карстовых полостей.

Институт карстоведения и спелеологии

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КАРСТОВЫХ ВПАДИН И ПОЛОСТЕЙ

Г. А. Максимович, В. П. Костарев

О НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ФОРМИРОВАНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ КАРСТОВЫХ ПОЛОСТЕЙ И ВПАДИН УРАЛА И ПРИУРАЛЬЯ

Отличительной чертой Уральской карстовой страны является широкое развитие древнего карста. Наличие карстовых полостей на различных, порой больших (до 900—1000 *м* и более), глубинах свидетельствует о значительных колебаниях

интенсивности карстообразования в течение геологической истории, обусловленных в основном тектоническими движениями земной коры. Начиная с нижнего палеозоя намечается ряд этапов и эпох интенсивного развития карстовых процессов. Наиболее значительные — среднепалеозойский (особенно, ниже — и среднедевонская эпохи) и мезозойский этапы, с которыми связано формирование многочисленных карстовых месторождений Урала (Максимович, Костарев, Быков, 1968).

Исследования древнего карста, история которых едва насчитывает четыре десятилетия, связаны с поисково-разведочными работами и эксплуатацией месторождений нефти и газа, бурых углей, бокситов, фосфоритов, природнолегированных железо-никелевых руд, россыпей алмазов и золота, огнеупорных глин, пресных и минеральных карстовых вод. Выяснилось большое значение карста в формировании новых, сохранении, преобразовании и перестройке (пострудные карстовые процессы) ранее созданных залежей и месторождений (Гинзбург, 1952, 1964).

Образование месторождений в карстовых полостях и впадинах обусловлено, в первую очередь, пониженным положением карстовых депрессий в рельефе и благоприятными условиями сохранения в них полезных ископаемых, близким или непосредственным контактом карстующихся известняков с металлоносными породами, интенсивными процессами изменения и разрушения пород с формированием мощных кор выветривания, обогащенных рудообразующими химическими элементами, впоследствии вносимыми (аллохтонные полезные ископаемые) в карстовые полости и впадины или остающимися (автохтонные) в них, высокой проницаемостью и вторичной пористостью и кавернозностью карбонатных пород, способствующих выносу глинистых частиц при образовании россыпей и дальнейшей латеритизации при отложении бокситоносного материала, а также формированию значительных ресурсов пресных и минеральных вод, промышленных рассолов, залежей нефти и газа. Особая роль в концентрации химических элементов в карстовых полостях и впадинах принадлежит геохимическим барьерам (Перельман, 1968).

Среди автохтонных полезных ископаемых карстовых полостей и впадин — фосфориты, сера, маршаллит, доломитовая мука, оптический гипс, бораты. Наиболее широко развиты аллохтонные полезные ископаемые, большая часть которых (бокситы, железные, никелевые, марганцевые руды, россыпные алмазы, золото и платина, огнеупорные, каолиновые и бентонитовые глины, стекольные и формовочные пески) тесно связана с развитием древних кор выветривания Урала. Наблюдается ряд особенностей формирования карстовых место-

рождений, обусловленных мезо-кайнозойскими тектоно-климатическими (по Сигову, 1969) этапами развития территории.

С палеогидротермокарстом связано, по-видимому, формирование некоторых свинцово-цинковых (Саурейское, Орангское и др. на Полярном Урале), железных (Кутимское, Фроловское и др.) и марганцевых (Сапальское) оруденений. Необходимо целенаправленные исследования явлений гидротермокарста.

В свете вышеизложенного целесообразно выделение карстового морфогенетического типа (подтипа, класса) месторождений полезных ископаемых.

Институт карстоведения и спелеологии

Л. Д. Файзулин, В. Н. Карасев

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ЗАКАРСТОВАННЫХ ЗОН В КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Вопросам изучения карста придается большое значение. Во-первых, с ним нередко бывают связаны залежи фосфоритов, бокситов, бурых железняков, россыпных металлов и некоторых других полезных ископаемых, а, во-вторых, карст является серьезной помехой при промышленном и гражданском строительстве, при разработке карбонатных месторождений и т. д.

Многими исследователями установлена тесная связь процессов карстообразования с неотектоническими движениями. Последние довольно успешно выявляются с помощью морфоструктурного анализа.

Авторами статьи сделана попытка выявить зависимость распространения карстовых форм от определенных участков морфоструктур. Исследования проводились по топопланшетам масштаба 1:100000 в пределах Ульяновской и Свердловской областей. Был построен ряд морфоструктурных карт с последующей их интерпретацией.

При сопоставлении полученных карт с картой закарстованности были выявлены следующие закономерности.

1. Все прямые и косвенные признаки карста в пределах среднегарного рельефа Урала тяготеют к пониженным частям, к долинам рек высоких порядков и межструктурным зонам.

2. На карте остаточного рельефа по изобазитам II порядка все карстопоявления приурочены к небольшим остаточным высотам, не превышая изогипсопахиты со значениями 40 м при максимальных ее значениях 140 м.

3. При анализе карты интенсивности расчленения рельефа отмечено, что закарстованные зоны располагаются в пределах изолиний со значениями 80—160 баллов при общей расчлененности по району от 30 до 250 баллов.

4. При сопоставлении карты мегатрещиноватости с картой распространения карста выявлено, что все проявления карста на данной территории приурочены к зонам максимумов линейных и тяготеют к дизъюнктивным дислокациям.

Полученные результаты позволили составить схему прогнозных участков на карст в исследуемом районе. Даны методические рекомендации по ее составлению.

Казань, ВНИИГеолнеруд

В. А. Гаряинов, Н. А. Васильева, Ю. И. Аганин

КАРСТ АККЕРМАНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

1. Месторождение расположено в центральной части Южного Урала. В геологическом строении месторождения принимают участие породы нижнекаменноугольного возраста: красноцветные известняки, конгломераты и аргиллиты, прорванные интрузиями серпентинизированных ультраосновных пород, над которыми местами сохранилась мезо-кайнозойская кора выветривания. На нижнекаменноугольных органических известняках несогласно залегают железные руды осадочного происхождения, местами — пески, галечники с прослоями серых, темно-серых, ярко-красных, зеленых глин.

2. В результате проявления карстовых процессов поверхность известняков неровная, со значительными изменениями абсолютных отметок на сравнительно коротких расстояниях. Глубина заполненных карстовых впадин и полостей от единиц до сотни метров.

3. Образование карстовых форм рельефа и дальнейшее развитие карстового процесса происходило в неразрывной связи с формированием коры выветривания по серпентинитам, и последующей локализованной седиментацией продуктов переотложения коры выветривания в карстовых впадинах и полостях.

4. В пределах месторождения нами выделяются следующие этапы развития, карстовых форм рельефа:

с р е д н е-в е р х н е т р и а с о в ы й — заложение и образование поверхностных и подземных карстовых полостей с одновременным привнесом переотложенных кор выветривания;

н и ж н е м е л о в о й — карст закрытого типа, образование новых карстовых впадин, заполнение их продуктами переотложения;

п л и о ц е н о в ы й — кольматация поноров большинства впадин, заполнение их осадочными отложениями и переотложенной корой выветривания, проседание и обрушение, заложение и формирование новых карстовых форм открытого типа;

ч е т в е р т и ч н ы й и с о в р е м е н н ы й — преобладание карста глубинного формирования отрицательных экзогенных структур; образование мелких карстовых форм.

*Саратовский геологический институт
Институт карстоведения и спелеологии*

И. С. Степанов

РОЛЬ КАРСТОВЫХ ПРОМЕЖУТОЧНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ В ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ УРАЛА

Приуроченность аллювиальных россыпей к зонам развития карбонатных пород при отсутствии в районе первоисточников и промежуточных коллекторов в виде кластических толщ палеозоя и протерозоя свидетельствует о первостепенной роли карста в формировании алмазных месторождений на западном склоне Урала. Эта роль заключается не только в склонности карбонатных пород создавать благоприятные для концентрации алмазов формы рельефа плотика, сколько в способности карстующихся пород консервировать образовавшиеся россыпи и формировать карстовые промежуточные коллекторы устойчивых минералов. Потенциальную возможность карстующихся толщ создавать карстовые промежуточные коллекторы алмазов можно представить по величине их закарстованности (Максимович и др., 1968).

Карстовые промежуточные коллекторы на западном склоне Урала являются непосредственными источниками питания

аллювиальных россыпей современных долин и одним из промежуточных звеньев между последними и коренными источниками алмазов, которые должны находиться на северо-востоке Русской платформы.

Карстовые промежуточные коллекторы находятся в развитии. При возобновлении восходящих тектонических движений и усилении денудационных процессов оживает карст, который обычно наследует отложения карстовых впадин и полостей предыдущего цикла карстообразования. Таким образом обеспечивается вертикальная миграция устойчивых минералов и сохранность их в пределах данной карстовой провинции на протяжении многих геологических эпох.

Складчатые области благоприятны для сохранности устойчивых минералов, что определяется особенностями развития карста, обусловленными характером залегания пород.

Только благодаря карстовым промежуточным коллекторам, алмазы сохранились на западном склоне Урала, где они первоначально формировали прибрежно-морские россыпи во времена мезозойских и, возможно, палеогеновых трансгрессий.

Геолого-съёмочная партия ПКГРЭ

Г. Н. Сычкин

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ПОИСКОВ АЛМАЗОВ В КАРСТОВЫХ РАЙОНАХ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА

Карстующиеся породы, по данным Г. А. Максимовича и др. (1968), занимают значительную часть территории западного склона Урала. К районам преимущественного их развития приурочено большинство россыпей различного масштаба, образующих две алмазоносные полосы — западную и восточную.

На приводораздельных пространствах и склонах здесь сохранились от размыва рыхлые отложения различных генетических типов, являющиеся непосредственным источником питания алмазами аллювиальных россыпей (Степанов, 1967) — единственного на Урале промышленного типа месторождений.

Аллювиальные россыпи на карстующемся карбонатном плотике характеризуются более широким возрастным диапазоном, лучшей степенью сохранности, сложным строением

(чаще не менее 2 литологических горизонтов), сильной изменчивостью в строении россыпи в плане и разрезе и повышенной мощностью.

Это определяет необходимость применения при поисках более детальных геофизических и геологических работ : густую сеть профилей ВЭЗ, бурение на глубину десятков метров, глубокие картировочные шурфы, шахты-шурфы глубиной 10—20 и более метров усложненной конструкции.

Интересный случай представляют суходолы на реках Молмыс, Ульвич, Вижай и др., где могут образоваться россыпи с особым гидродинамическим режимом. Здесь возможно применение шахт-шурфов (наиболее достоверного способа поисков) непосредственно в русле реки, в благоприятных случаях даже без механического водоотлива.

Особенности строения россыпей и специфика их поисков на карстующихся породах проявляются в значительном несоответствии данных разведки и эксплуатации, что видно на примере некоторых рек западного склона Урала (Степанов и др., 1973).

Пермская комплексная геолого-разведочная экспедиция

ВОДЫ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ПЕЩЕР

Г. А. Максимович

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И ВЕЩЕСТВА ПЕЩЕР

В зависимости от литолого-генетического типа пещер, исторической эпохи и местных условий в подземных полостях добывались различные отложения. Рассмотрим пещеры обычного и термального карбонатного, гипсового карста и некоторые искусственные.

В наиболее распространенных пещерах обычного («холодного») карбонатного карста, возникших в результате действия нисходящих инфлюационных вод, добывались и добываются для различных целей натёки, кристаллы и другие образования из кальцита, вмещающие полость известняки и другие карбонатные отложения, гипс, органические отложения в виде фосфоритов, селитры, мумиё, гнезд саланган, а также пещерный лед.

Преобладающие карбонатные отложения извлекаются достаточно давно. В разное время они добывались для различных целей. Это были природные наконечники стрел, лечебные средства народной медицины, материал для изготовления соды, динамита, бумаги и гуттаперчи, поделочные камни и сувениры, оптический кальцит, отложения, вмещающие полость.

В Шпичакской пещере (Чехословакия), изобилующей натечными образованиями, употребляли остроконечные сталактиты в качестве оружия (Н. А. Гвоздецкий, 1972). В начале XIX в. в Дивьей пещере, на севере Пермской области, натечные образования добывались не только жителями Пермской губернии, но и приходившими из Вологодской и Вятской губерний. Они использовались «от наружных болезней» (В. Н. Верх, 1821). В Башкирии еще в двадцатые годы натеки из Каповой пещеры также добывались для лечебных целей. В Средней Азии натечный кальцит из Паркента (Узбекистан) и Кызылкумов местные жители применяют при лечении переломов костей и долго не заживающих ран (Г. А. Максимович, 1972).

Пещерное молоко или сметана (бергмилх, монтомилх) использовалось в народной медицине. Ранее в пещерах Восточных Альп велась разработка никса или галмея, а в недавнее время — и в полостях Франконского Альба (ФРГ). Этот водный силикат цинка использовался для самолечения глазных болезней вместо глазных капель. Так как химические анализы не делались, то очень часто применялось обычное пещерное молоко, не содержащее даже следов цинка. С ростом культуры это самолечение прекратилось, и добыча была приостановлена.

В пещере Германсхеле (Нижняя Австрия) натечные образования добывались для продажи, причем была установлена цена за центнер. В 1874 г. этот кальцит использовался как материал для изготовления соды, динамита, бумаги и гуттаперчи. (Г. А. Максимович, 1972).

Мраморный оникс из пещер издавна использовался как декоративный материал для зданий, изделий, а в последнее время из него изготавливают сувениры. В античные времена на о. Сардиния в новой галерее пещеры Нептун были найдены следы разработок мраморного оникса, которые условно относят к римской эпохе (С. д'Ока, 1962). Мавзолей Гур Эмир в Самарканде, выстроенный по приказу Тимура (начат в 1404 г.), внутри декорирован панелью из плиток оникса. Автор посетил мавзолей в 1969 г. З. С. Султанов и М. А. Абдужабаров предполагают, что, возможно, мрамор-

ный оникс добыт в одной из среднеазиатских пещер. И. А. Усманов (1974) также указывает, что оникс был использован при сооружении зданий в XIV—XV вв. во времена Улукбека и Навои. При этом он ссылается на Бируни (1963) и сообщает, что из оникса изготавливали бусы и камни для перстней. Необходимо указать, что последнее справедливо для оникса, или разновидности халцедона, отличающегося более высокой твердостью. Мраморный оникс — это кальцит и для указанных целей непригоден ввиду небольшой твердости. З. С. Султанов и М. А. Абдужабаров указывают на наличие мраморного оникса в следующих пещерах Средней Азии: Карлюкской (Туркмения), Гульджакской (Узбекистан), Ходжагор I (Таджикистан), Чаувайской, Джидели и Попа (Киргизия). Гульджакская пещера и ее оникс были изучены Р. Ю. Музафаровой (1949), М. А. Абдужабаровым (1965), З. С. Султановым (1970), И. А. Усмановым (1974). Пещеры Гаурдак-Кугитангского района исследованы П. А. Чистяковым (1963) и С. Д. Ялкаповым (1972). М. М. Маматкулов и Х. Р. Дусходаев (1965) обнаружили мраморный оникс в карстовой полости Биресек в горах Каратау (КазССР).

Мраморный оникс добывается в пещерах Красноярского края и многих других районов. Он используется для изготовления сувениров. Необходима охрана пещер. Добыча мраморного оникса должна быть поставлена под контроль. Из зарубежных пещер можно отметить мраморный оникс пещер Чехословакии, Польши, Италии. В Польше добыча велась в пещерах Светокшиских гор, а также в Судетах и Краковско-Велоньской юре (З. Вуйцик, 1958). В Апуанских Альпах в привходовой части пещеры Антро-ди-Коркия (Турин, Италия) сахаровидный кальцит интенсивно разрабатывается, как алебастровый мраморный оникс, отличающийся красивым рисунком (С. д'Оса, 1962). Мраморный оникс развит в пещерах Кентуки, Пенсильвании и других штатов США. Местами он разрабатывался.

Оптический кальцит чаще развит в гидротермальных пещерах. В качестве примера можно назвать полости в верхнесилурийских и девонских известняках в верховьях р. Магиан в Зеравшанском хребте и в окрестностях оз. Маргужор (Я. А. Левен, 1940; Г. А. Максимович, 1969). Меньшее значение имеет исландский шпат, иногда образующийся в пещерах обычного «холодного» карста (Г. А. Максимович, 1963).

Разработки известняка. Многие искусственные пещеры возникли путем расширения естественных и в результате подземной добычи известняка. Можно указать искусственные пещеры Пермской области (Г. А. Максимович, 1947),

одесские катакомбы, имеющие, по, вероятно, преувеличенным данным, протяжение в сотни километров, пещеры в Сиракузах (Сицилия), США, разработки писчего мела в Англии и подземные каменоломни многих стран.

Гипс пещер также привлекал и продолжает привлекать внимание. Обычно это имеющие минералогическое и эстетическое значение «гипсовые цветы» и другие антодиты пещер в карбонатных отложениях. В Мамонтовой пещере (Кентукки, США) гипс добывался индейцами доколумбовой эпохи для изготовления белой обрядовой краски. Во многих частях этой полости были обнаружены покрытые гипсом стены, содержащие непонятные знаки. В пещере нашли и отпечатки мокасин древних горняков, добывавших гипс.

Оптический гипс добывался в Средней Азии близ г. Карлюка из пещеры в холме Агата, где кристаллы особенно значительны (А. П. Королева, И. П. Шарпов, 1940; Г. А. Максимович, 1963).

Фосфориты. В пещерах это кости ископаемых животных, костяная брекчия, гуано, фосфатизированные земли. Они уже раньше освещались автором (1961, 1963, 1966, 1970). Фоссилизированные кости животных из пещер представляют неоценимые документы палеонтологии и зоологии. Большой урон науке нанесла добыча пещерных костей ископаемых животных, которые в Сицилии в 1829 г. перерабатывались для сахарного производства.

В большинстве пещер преобладает гуано летучих мышей, реже — птиц. Запасы этих фосфоритов обычно невелики — от нескольких килограммов до единичных тонн. В отдельных полостях их скопления более значительны. В Бахарденской пещере, в Туркмении, они составляли около 750 *т*, а в Карлсбадской (Нью Мексико, США) — 100 тыс. *т*. Добыча пещерных фосфоритов в малых масштабах производилась в первой, а в больших — во второй пещерах. В Австрии в конце первой мировой войны их начали широко использовать. С 1919 по 1925 г. было добыто около 24 тыс. *т*. После второй мировой войны в 1947 г. в пещере Леттенмаер, около Аббау, было добыто 44 *т*. с содержанием P_2O_5 10,7 %. Добыча пещерных фосфоритов велась и в других странах Европы. В пещере Выпустек добыто 15 000 *т*. с содержанием 8 % P_2O_5 . В Румынии в пещере Чокловина добыто 30 тыс. *т*. В Баварии в 1923 г. из пещеры Брайтенвиннер добыто 14 *т*. с содержанием 10 % P_2O_5 . В Австралии из пещеры Коура (Н. Южн. Уэльс) в 1926 г. добыто 576 *т*. фосфатов. В другой пещере Веллингтон с 1913 по 1917 г. фосфориты и костяную брекчию эксплуатировала фосфатная компания Нового Южного Уэльса. На

о. Куба ведется добыча гуано летучих мышей в пещере Сир-коло. На о. Ямайка также используются пещерные фосфориты и гуано. В США, кроме Карлсбадской пещеры, которая сейчас оборудована для посещения туристами, можно указать Бракенскую пещеру в районе Сан-Антонио, где в отдельные годы обитает 20 млн. летучих мышей. В Новой пещере, в Техасе, их насчитывают даже 30 млн. Каждую зиму в Бракенскую пещеру приходят отряды по сбору удобрений. Это делает возможным пребывание летучих мышей, которые ранее быстро заполняли подземную полость, не оставляя места для обитания.

При ограниченных запасах гуано из пещер не следует вывозить на поле. К такому выводу пришли в результате исследований Агрономический институт в Тимишоаре и Сельскохозяйственная станция в Мэгурале (Румыния). Запасы пещерных фосфоритов пещеры Чокловина составляют порядка 3 тыс. т. Расфасованные в небольшие мешочки и более крупную тару, спелеофосфориты являются прекрасным удобрением для комнатного, оранжерейного и грунтового цветоводства (Г. А. Максимович, 1970).

Селитра. Скопления биогенной селитры в пещерах в известняках редко бывают значительными. В 1930 г. на Северном Кавказе автор обследовал небольшие пещеры в юрских отложениях в бассейне р. Чанты-Аргун. Селитра, возникшая в результате разложения продуктов жизнедеятельности животных, в виде выцветов и корочек на полу пещер, с максимальным содержанием N_2O_5 — 0,83—5,95 % наблюдалась лишь там, где были следы пребывания скота. Селитра известна в пещерах Средней Азии. В Сибири на р. Белый Июс известна Селитренная пещера. Селитра в ней уже выработана.

В США нитраты известны в пещерах южных и западных районов. Это Синнет и 19 небольших других в штате Виргиния, Мамонтова и 23 других в штате Кентукки, пещера Вайндотт в штате Индиана в начале прошлого столетия называлась Селитренной. В ней добывалась селитра для изготовления пороха. В Мамонтовой пещере посетителям демонстрируют деревянные трубы, по которым в войну 1812 г. подавалась вода к месту добычи селитры. Считают, что в этой пещере ее добыто 1815 т.

Мумиё. В пещерах в известняках и гранитах добывают воднорастворимое мумиё. Этот препарат использовался античной и средневековой медициной. В последние годы в СССР к нему возник большой интерес. Мумиё — копролиты (Г. А. Максимович, 1970) в пределах СССР, по данным колледжи кафедры фармакогнозии Ленинградского химико-

фармацевтического института, найдено в горах Забайкалья и Прибайкалья, Саянах, на Алтае, в Средней Азии и на Кавказе. За рубежом оно известно в Афганистане, Монголии и в горах Флиндерс в Австралии (К. Ф. Блинова и др., 1974). В лавовых трубах горы Сусвы (Кения, Африка) обнаружено три вида гуано и неизвестное темно-коричневое вещество (Н. Бабушкина, 1974). Возможно, что это мумиё.

З. Н. Хакимов (1974) указывает более широкий ареал распространения мумиё. Из зарубежных — это горные районы Ирана, Афганистана, Индонезии, Бирмы, Непала, Монголии и Аравийского полуострова. Он считает, что мумиё встречается в горах экваториального, субэкваториального, тропического, субтропического и умеренного поясов. В Средней Азии он выделяет мумиёносный пояс, находящийся в среднегорной лесо-лугово-степной и отчасти высокогорной лугово-степной зонах. На северных склонах Туркестанского хребта проявления мумиё обнаружены в пределах высот 2000—3200 м, причем наибольшая концентрация наблюдается в интервале 2700—3100 м.

Гнезда саланган. Одним из наиболее оригинальных веществ, добываемых в пещерах, являются гнезда саланган. Небольшие птицы подотряда стрижей, которых известно 16 видов, саланганы распространены в Юго-Восточной Азии и на прилегающих островах, в Индонезии и Австралии. Они обычно гнездятся в пещерах и лепят гнезда из слюны и некоторого количества растительного материала. В году они 3 и даже 4 раза кладут яйца и каждый раз строят новые гнезда. Гнезда салаган, так называемые ласточкины гнезда, употребляют в пищу. В качестве примера можно указать пещеры о. Борнео, где ранее в пещерах 3 раза в год добывали тысячи гнезд саланган, и в 1926 г. их было вывезено в Китай на сумму 23 тыс. голландских гульденов.

Лед и ледяные пещеры. Ледяные пещеры используются для хранения продуктов и даже тренировки фигуристов. Пещерный лед — в холодильниках и для получения питьевой воды.

Хранение продуктов. В Кунгурской ледяной пещере до 1914 г. хранили мясо и рыбу, а в Акчимской ледяной пещере в более позднее время — мясомолочные продукты. На подземном льду Добшинской ледяной пещеры в 1974 г. тренировались конькобежцы-фигуристы.

Пещерный лед добывался в XVIII в. в вулканической пещере Хорбеба и доставлялся грузинскому царю. В XVIII и XIX вв. в Хорватии лед из пещер и карстовых впадин доставлялся в города на побережье Адриатического моря. В XX в.

Отложения	Использование	Палеолит неолит	Средние века	XIX век	XX век
Сталактиты	Наконечники оружия	—			
	Лечебное				
Нагечные образования	Изготовление солей, бомбы, динамита и др.				
	Галмей для лечения глазных болезней				
Пещерное молоко, сметана	Облицовка стен				
	Изготовление сувениров				
Мраморный оникс	Оптический кальцит				
	Стройматериал				
Исландский шпат	Изготовление обрядовой белой краски				
	Оптический гипс				
Вешающие пещеру	Сахарная провизия				
	Удобрение				
Г и п с	Изготовление пороха				
	Лечебное				
Кости животных	Пищевой продукт				
	Получение питьевой воды				
Гуано	Холодильники				
	Хранение продуктов				
Селитра	Тренировка фигуристов				
Мумие					
Гнезда саламанган					
леа					
Ледяные пещеры					

Схема использования полезных ископаемых и веществ пещер в различные эпохи

лед из карстовых колодцев Ай-Петри доставлялся в Ялту, а из лавовых пещер США — в города штата Орегон. На Кавказе лед и снег карстовых колодцев горы Мамздышки в районе Гагр и сейчас используется пастухами для получения питьевой воды.

* * *

Выше мы кратко подвели итоги наших знаний о полезных ископаемых и веществах, добываемых в пещерах. Они наглядно представлены на рисунке. При этом в большинстве случаев были рассмотрены наиболее распространенные отложения пещер. Между тем имеются и другие образования, особенно в полостях гидротермокарста. В качестве примера можно указать скопления лимонита, мощностью более 10 м, в Збрашовской Арагонитовой пещере (Чехословакия). Прослойки черного вада в белом Кальците образуют полосчатый мраморный оникс, который в гроте «У Крокодила» имеет мощность до 16—30 см. Пещера охраняется как природный памятник, и эти отложения, конечно, не разрабатываются. В стенах некоторых природных пещер находят жилы и вкрапления галенита и других сульфидов. Многие туристские (коммерческие) пещеры Англии возникли в результате разработки полезных ископаемых. В Дербишире это Грейт Ратленд (с 1812 г.) и Грейт Мэсп (с 1844 г.), где ранее добывали свинцовые руды. Последняя кончается естественной карстовой полостью. В пещере Бэгшо, вскрытой горняками в 1806 г. наблюдаются невыработанные минералы свинца и барит. Старыми разработками свинцовых руд являются также туристские пещеры Ферн и Роумэн. Полезные ископаемые этих искусственных и искусственно-карстовых пещер мы не рассматриваем, так как они находятся в стенах полостей и не являются пещерными отложениями.

В историческом аспекте можно указать, что в большинстве случаев добыча отложений пещер уменьшается. Это обусловлено несколькими причинами. Прежде всего надо отметить сравнительно малый объем пещер, обуславливающий малое количество пещерных отложений, которые не могут соперничать с такими же образованиями на земной поверхности. Это относится к пещерным фосфоритам. Рост технического прогресса позволяет более дешево и в больших количествах получать селитру и искусственный лед. Рост культуры и исчезновение предрассудков привели к прекращению лечебного использования пещерного галмея и натектов. Автор не говорит уже об обрядовом использовании белой гипсовой краски. В результате в конце XX в. сохранилась только добыча мраморного оникса для изготовления сувениров и мелких

изделий, а исландского шпата и гипса — для оптики. Небольшую роль играют пещерные фосфориты, главным образом, как цветочное удобрение. Невелика и роль пещерного льда, используемого пастухами в некоторых безводных карстовых горных районах для получения питьевой воды.

Воспроизводство пещерных отложений. Добыча пещерных отложений заставляет рассмотреть вопрос об их воспроизводстве. Из органогенных отложений наиболее быстро происходит воспроизводство гнезд салаган — 3 раза в году. Воспроизводится и пещерное гуано летучих мышей. Это было показано на примере Бракенской пещеры в США, где обитает 20 млн. летучих мышей. Значительно и воспроизводство в Новой пещере (Техас США), где их насчитывается 30 млн. В пещерах, с малым количеством этих обитателей, накопление гуано происходит значительно медленнее. Весьма важен и вопрос о воспроизводстве ресурсов мумиё, нашедшего в последние годы широкое лечебное применение. З. Н. Хакимов (1974) считает, что ботаногенное мумиё-асиль почти полностью восстанавливается через 3—5 лет, и рекомендует на каждом месторождении сбор его производить один раз в пять лет. Для копрогенного мумиё-киём он не указывает сроков воспроизводства. Ввиду прекращения использования пещерной селитры, вопрос о ее воспроизводстве не рассматривается.

Отложения мраморного оникса, используемого сейчас для изготовления сувениров, в полостях с притоком воды образуются весьма медленно. Некоторые данные о скорости роста натечных карбонатных отложений автор ранее приво-дил (1965). В сухих полостях рост мраморного оникса прекратился. Следует бережно относиться к этому ценному полезному ископаемому. Красноярские спелеологи добывают кальцит из пещер, которые затапливались при заполнении водохранилища. По сообщению З. С. Султанова, в Киргизии используют мраморный оникс из вскрываемых горными выработками слепых карстовых полостей.

В районах со среднегодовой отрицательной температурой, при отсутствии добычи, объем льда в горизонтальных пещерах увеличивается. В карстовых колодцах и шахтах альпийских горных районов каждую зиму накапливается новое количество снега, превращающегося затем в фирн и лед.

Институт карстоведения и спелеологии

Л И Т Е Р А Т У Р А

А б д у ж а б а р о в М. А. Карст Зеравшанских гор. Автореф. канд. дисс., Пермь, 1965.

Б а б у ш к и н а Н. Некоторые вулканические пещеры Кении и Австралии. Пещеры, вып. 14—15, Пермь, 1974.

Б е р х В. Н. Путешествия в города Чердынь и Соликамск для изыскания исторических древностей. С.—Петербург, 1821.

Бируни-аль А. Р. М. А. Собрание сведений для познания драгоценностей (минералогия). Изд. АН СССР. М., 1963.

Б л и н о в а К. Ф., Я к о в л е в Г. П., С ы р о в е ж к о Н. В. О классификации мумиё. Пещеры, вып. 14—15, Пермь, 1974.

Г в о з д е ц к и й Н. А. По зарубежной Европе. Изд-во Моек, ун-та, 1970.

К о р о л е в а А. П. Ш а р а п о в И. П. Месторождения оптического гипса Южного Узбекистана. Сов. геология, № 9, 1940.

Л е в е н Я. А. Пещеры верховья реки Магаан. Изв. Всесоюз. геопр. о-ва, т. 72, № 2, 1940.

М а к с и м о в и ч Г. А. Спелеографический очерк Пермской области. Спелеологический бюллетень № 1, Пермь, 1947.

М а к с и м о в и ч Г. А. Фосфориты пещер. Пещеры, вып. 1, Пермь, 1961.

М а к с и м о в и ч Г. А. Основы карстования, т. I, Пермь, 1963.

М а к с и м о в и ч Г. А. Генетический ряд натечных отложений пещер. Пещеры, вып. 5 (6), Пермь, 1965.

М а к с и м о в и ч Г. А. Новые данные о пещерных фосфоритах. Пещеры, вып. 5 (6), Пермь, 1966.

М а к с и м о в и ч Г. А. Основы карстования, т. II, Пермь, 1969.

М а к с и м о в и ч Г. А. Еще о пещерных фосфоритах. Пещеры, вып. 8—9, Пермь, 1970.

М а к с и м о в и ч Г. А. Мумиё пещер и расселен. Пещеры, вып. 8—9, Пермь, 1970.

М а к с и м о в и ч Г. А. Научное и практическое значение пещер. Пещеры, вып. 12—13, Пермь, 1972.

М а к с и м о в и ч Г. А. Различное использование пещер. Пещеры, вып. 14—15, Пермь, 1974.

М а м а т к у л о в М. М. О нахождении мумиё в пещерах Узбекистана. Пещеры, вып. 14—15, Пермь, 1974.

М а м а т к у л о в М. М., Д у с х о д ж а е в Х. Р. Некоторые новые данные о карстовых явлениях Каратау. В сб. Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Средней Азии, ФАН, Ташкент, 1965.

М у з а ф а р о в а Р. Ю. Пещеры Гуньджак. Докл. АН Узб. ССР, № 2, 1949.

С у л т а н о в З. С. Особенности минеральных образований в пещере Гуньджак. Пещеры, вып. 8—9, Пермь, 1970.

У с м а н о в И. А. Мраморный оникс Зиаэтдинских гор (Западный Узбекистан). Узб. геол. ж. № 1, 1974.

Х а к и м о в З. Н. Мумиё как вид природных ресурсов и его поисковые признаки. Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1974.

Ч и с т я к о в П. А. Мраморный оникс Кугитанга. Узб. геол. ж. № 5, 1963.

Я л к а п о в С. Д. Пещеры Гаурдак-Кугитангского района и их практическое значение. Пещеры, вып. 12—13, Пермь, 1972.

D e l l' O s a S. Note di speleologia economica. Rass. spel. ital., XIV, N I, 1962.

W 6 j c i k Z. Szpaciartwo i problem ochrony jaskin. Chronmy przyr., ojez., 13, N 2, 1957.

О МРАМОРНОМ ОНИКСЕ КАРСТОВЫХ ПЕЩЕР

Красивые по рисунку, тонкополосчатые, полупрозрачные, плотные сплошные агрегаты кальцита известны под названием мраморного оникса (Бетехтин, 1950).

Это прекрасный материал для декоративных изделий. Внутренняя сторона стены храма гробницы «Герэмира» в г. Самарканде украшена ониксом.

Результаты исследований среднеазиатских карстоведов, спелеологов показали, что мраморный оникс развит в карстовых пещерах (таблица). По цвету различаются темно-коричневые, янтарно-желтые, желтые, белые и голубоватые его разновидности. Мраморный оникс залегает, как правило, на полу, стенках и реже — своде пещер, образуя покровную кору. Порода монолитная, слабо трещиноватая, имеет волнисто-полосчатую текстуру и представлена мономинеральными агрегатами кальцита. Размеры зерен изменяются от 0,1 до 5,2 мм. Удлиненные зерна расположены параллельно друг другу. На стыке зерен чаще наблюдаются скопления мелких изометричных зерен кальцита, размером 0,05 — 0,25 мм.

По рисунку внешнего облика и цвету предварительно можно наметить следующие типы мраморного оникса: 1) карлюк-

Т а б л и ц а

Распространение мраморного оникса в карстовых пещерах Средней Азии

№ п. п.	Пещеры	
	название	расположение
1	Карлюкская	Туркменская ССР, горы Кугитангтау
2	Гуньджакская	Узбекская ССР, горы Зиаэтдинские
3	Ходжагор-1	Гаджикская ССР, Туркестанский хребет, поселок Чорку, правобережье р. Исфара
4	Чаувайская	Киргизская ССР, Алайский хребет, вблизи поЧаувай
5	Джидали и «Теплая»	Киргизская ССР, Алайский хребет, пос. Охна, правый берег р. Шахмардан
6	Слепая полость «Попа»	Киргизская ССР, горы Катрантау, пос. Хайдаркан

ский, 2) хайдарканский, 3) чаувайский, 4) гульджаковский. Карлюковский оникс отличается крайней мозаичностью и обладает фоновым темно-коричневым цветом. Хайдарканский тип имеет белый цвет и слабо волнистые прямые полосы. Нежно-голубоватый цвет у чаувайского оникса. Иногда в нем наблюдаются единичные тонкие красноватые полосы, что придает породе более красивый вид. К гульджаковскому типу относятся ониксы многослойной расцветки янтарно-желтых, серовато-желтых и коричневых тонов. Переходы цвета резкие. Полоски прямые, волнистые.

Пещеры, содержащие мраморный оникс, нередко изобилуют хрупкими сталактито-сталагмитовыми образованиями. Поэтому добыча оникса должна вестись крайне осторожно, с соблюдением правил охраны природы. При разработке оникса в пещере Гульджак, в результате невыполнения этих правил, уничтожены все красивые и крупные сталактиты и сталагмиты.

Институт карстоведения и спелеологии

М. М. Маматкулов, И. И. Атаджанов

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПЕЩЕРАХ С МУМИЁ В НЕКОТОРЫХ РАЙОНАХ УЗБЕКИСТАНА

В горной части Узбекистана и на прилегающих территориях при проведении карстологических исследований встречены пещеры с мумиё. Некоторые данные о них сведены в таблицу (стр. 152—155). Большая часть полостей открыта в 1973 г., а № 1 — в 1972 г., № 24 — в 1969 г.

Институт ГИДРОИНГЕО ННПГО МГУ СССР

*М. М. Маматкулов, М. Ю. Юсупов, К. Р. Арипов,
М. А. Хашимов*

О ПЕЩЕРНЫХ РЕКАХ И ОЗЕРАХ УЗБЕКИСТАНА

Исследованиями последних лет в Узбекистане и на прилегающих территориях выявлены и обследованы пещеры с реками и озерами. Некоторые сведения о них приведены в таблицах 1 и 2 (стр. 156—157).

Пещерные реки и озера в Узбекистане, возможно, будут еще выявлены и на других территориях, не охваченных еще спелеологическими исследованиями.

Институт ГИДРОИНГЕО ПНГО Министерства геологии УССР

Т а б л и ц а

Некоторые данные о пещерах Узбекистана и прилегающих территорий, где было найдено мумиё

№ п. п.	Название	Пещеры	Длина, м	Абсолютная высота входа, м	Относит. Превыш. входа, м	Карстующие породы	
		Местоположение				Литология	Возраст
1	Какликучар	Ошские поднятия Южный склон горы Чильмайрам, в 4,6 км к востоку от сел. Имамота Северный склон Алайского хребта	140	1350	100	Известняки	Средний девон
2	Сасыкунгур	В 15 км к юго-востоку от г. Кызылкия Западный Тянь-Шань	25	1552	141	”	Верхний карбон
3	Аксарсай-2	Правый склон р. Аксарсай, в 1,5 км выше устья (левый приток р. Пскем)	4,5	1480	280	”	Нижний карбон
4	Аксарсай-4	Правый склон р. Аксарсай в 2,6 км выше устья	8	1120	100	”	”
5	Аксарсай-6	Правый склон р. Аксарсай в 3,7 км выше устья	12,9	1560	450	”	”
6	Аксарсай-9	Правый склон р. Аксарсай в 4,2 км выше устья	11,2	1722	412	”	”

Продолжение таблицы

№ п. п.	Пещеры		Длина, м	Абсолютная высота входа, м	Относит. Превыш. входа, м	Карстующие породы	
	Название	Местоположение				Литология	Возраст
7	Пскем-1	Правый склон Пскем (напротив устья левого притока Муллалисай)	4,8	980	50	Известняки	Нижний карбон
8	Бешхалча-1	Правый склон р. Пскем, в 1 км к северо-востоку от сел. Бешхалча	8	960	50	Конгломераты	Верхне четвертичный
9	Бешхалча-2	Правый склон р. Пскем в 2,5 км к северо-востоку от сел. Бешхалча	4	960	50	”	”
10	Когары-Капчугасай-1	Правый склон р. Когары-Капчугасай (левый приток р. Пскем)	10	1240	40	”	”
11	Урунгатсай-4	Левый склон озера в р. Урунгатсай (правый приток р. Пскем)	10	1560	30	Известковистый доломит	”
12	Йулбарсхона	Юго-восточный склон г. Деганлоз (в 1 км к северо-западу от сел. Пскем)	10	1750	100	Брекчия	Средне четвертичный
13	Мазарунгур-1	Правый склон р. Пскем (в 300 м выше устья Курумюлсая)	4,2	1030	30	Конгломераты	Верхне четвертичный
14	Мазарунгур-2	Правый склон р. Пскем (в 300 м выше устья Курумюлсая)	3,6	1030	30	”	”
15	Мазарунгур-3	Правый склон р. Пскем (в 5 м к северо-востоку от пещеры Мазарунгур-2)	3	1030	30	”	”

Продолжение таблицы

№ п. п.	Название	Пещеры	Длина, м	Абсолютная высота входа, м	Относит. превыш. входа, м	Карстующие породы	
		Местоположение				Литология	Возраст
16	Кызылунгур	Правый склон р. Пскем (в 1 км выше устья Пскемская)	10	1040	40	Известняк	Нижний карбон
17	Пскем-4	Правый склон р. Пскем (в 120 м к северо-востоку от устья р. Каракизсай)	5,4	1270	30	''	''
18	Анаулган-1	Правый склон р. Пскем (в 1 км выше устья р. Каракизсай)	4	1290	50	Брекчия	Верхне четвертичный
19	Анаулган-2	Правый склон р. Пскем (в 1 км выше устья р. Каракизсай)	6,8	1290	50	''	''
20	Анаулган-3	Правый склон р. Пскем (в 1 км выше устья р. Каракизсай)	4	1290	50	''	''
21	Анаулган-4	В 20 м к северо-востоку от пещеры Анаулган-3	2,6	1295	55	''	''
22	Анаулган-7	В 100 м к юго-западу от пещеры Анаулган-4	11	1260	20	Конгломерат	''
23	Анаулган-8	В 30 м к северо-востоку от пещеры Анаулган-7	4,5	1260	20	''	''
24	Ихнач-1	Правый склон р. Ихнач, в 2 км выше устья (левый приток р. Пскем)	16	1600	100		Средне четвертичный

Продолжение таблицы

№ п. п.	Название	Пещеры		Длина, м	Абсолютная высота входа, м	Относит. превыш. входа, м	Карстующиеся породы	
		Местоположение					Литология	Возраст
25	Чиролма-4	Правый склон р. Тераксай правого притока р. Чиролма		21	1760	100	Известняки	Нижний карбон
26	Еттиунгур-1	Правый склон р. Еттиунгурсай (левый приток р. Угамсай), в 4 км выше устья речки		10	1760	60	”	”
27	Еттиунгур-5	Правый склон р. Еттиунгурсай, в 40 -к к северо-востоку от пещеры Еттиунгур-1		5,2	1800	60	”	”
28	Угам-1	Правый склон р. Угамсай (в 3 км ниже вклюдного источника, где берет начало р. Угамсай)		5,5	1860	30	Брекчия	Средне четвертичный

Таблица 1

Некоторые сведения о пещерных реках Узбекистана

№ п. п.	Пещеры	Карстующиеся породы		Реки			Расход рек, м ³ /сек	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Гидрохимическая фация воды
		состав	возраст	длина, м	ширина, м	глубина, м				
Западный склон юго-западных отрогов Гиссарского хребта										
1	Субатор	гипс	J ₃	310	0,3—3	0,05—0,2	0,005	13	2,1	SO ₄ —Ca
2	Сувчикар	гипс	K ₂	43	0,2—0,9	0,1—0,2	0,005	11	1,6	SO ₄ —Ca
3	Каптархана	гипс	K ₂	570	0,3—2,0	0,1—0,2	0,01	12	2,2	SO ₄ —Ca
4	Наусурх	гипс	J ₃	62	0,3—0,7	0,1	0,005	18	1,7	SO ₄ —Ca
5	С источником-1	известняки	J ₃	7	1	0,05	0,001	10	0,1	HCO ₃ —Ca
6	С источником-2	известняки	J ₃	2	1	0,05	0,001	10	0,1	HCO ₃ —Ca
Северный склон Зарафшанского хребта										
7	Аманкутан	известняки	S ₂	41	0,3—5	0,2-0,85	0,01	10	0,1	HCO ₃ —Ca

Таблица 2

Сведения о пещерных озерах Узбекистана

№ п. л.	Пещеры	Карстующиеся породы		Озера				Температура воды, °С	Минерализация, г/д	Гидрохимическая фация воды	
		состав	возраст	длина, м	ширина, м	глубина, м	площадь, м ²				объем, м ³
Западный склон юго-западных отрогов Гиссарского хребта											
1	Тамерлана	известняки		25	15	2,5	400	940	6	0,2	HCO ₃ —SO ₄ —Ca
Северный склон Зарафшанского хребта											
Озеро-1											
				11	2—3	0,4—0,9	28	17			
Озеро-2											
2	Аманкутан	известняки	S ₂	5	5	0,4	16	6,5	10	0,1	HCO ₃ —Ca
Озеро-3											
				5	2,5	0,4	12,5	5,0			
Северо-восточная оконечность горы Акбель (северо-западная Фергана)											
3	Кзыл-Джар-1	соль	Pg ₃	4,7	2,5	0,25	7	1,8	12	320,1	Cl—Na

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОДЗЕМНЫХ ОЗЕР ПЕРМСКОЙ ОБЛАСТИ

В Пермской области на 1. I. 1973 года зарегистрировано 136 постоянных пещерных водоемов. 99 из них приурочено к 24 полостям сульфатного и 37 — к 20 пещерам карбонатного карста. Подземные озера имеются в пещерах зоны вертикаль-

Т а б л и ц а

Генетические типы подземных озер

Генетические группы пещер	Генетические типы подземных озер	Воды, питающие подземные озера	Количество озер		
			Сульфатный карст	Карбонатный карст	всего
Зоны вертикальной нисходящей циркуляции	Аккумулятивные котловинные	Поверхностные инфлюационные	2	2	4
	Подземнопроточные	Подземные и поверхностные инфлюационные	4	3	7
Подзоны подвешенных вод	Проточные	Карстовые и поверхностные инфлюационные	—	2	2
	Проточные	Карстовые паводковые речные, в меньшей степени — инфильтрационные	15	1	16
Зоны горизонтальной циркуляции	Подземнопроточные кунгурского типа	Карстовые, инфильтрационные, паводковые речные	77	7	84
	Котловинно-аккумулятивные кизеловского типа	Инфильтрационные, конденсационные	1	22	23
Всего			99	37	136

ной нисходящей циркуляции, подзоны подвешенных вод и горизонтальной циркуляции.

Согласно классификации Г. А. Максимовича (1959), здесь выделены все их генетические типы (табл.).

Институт карстоведения и спелеологии

В. Н. Дублянский

ГАЗОВЫЙ СОСТАВ ВОЗДУХА В КАРСТОВЫХ ПЕЩЕРАХ И ШАХТАХ ГОРНОГО КРЫМА

До последнего времени о газовом составе воздуха в карстовых полостях горного Крыма имелись отрывочные и не всегда достоверные данные (Кеппен, 1821; Крубер, 1915; Слудский, Спасо-Кукоцкий, 1928; Геденов, 1947). В 1963—1973 гг. в горном Крыму была произведена газовая съемка более 200 карстовых полостей, глубиной от 10 до 500 м. Съемка велась шахтным интерферометром ШИ—3 с послынным и маршрутным опробованием (более 500 точек наблюдений). В наиболее интересных местах в бутылки с соляным раствором отбирались пробы воздуха (более 100). Их анализ производился в лабораториях объединения «Крымморгеология» и института УкрНИИГАЗ. Для определения истинного состава газовых струй атмосферный воздух исключался из газоздушной смеси по методу А. А. Черепенникова.

Во всех без исключения карстовых полостях горного Крыма содержание CO_2 составляет 0,3—0,8 объемного %. Это необходимо учитывать при оценке условий развития подземного закарстования, производстве термодинамических и гидрохимических расчетов, а также при организации стационарных наблюдений с длительным пребыванием человека под землей.

В полостях, заложенных близ разломных нарушений и крупных сбросов (шахты-поноры Ход Конем, Гвоздецкого, Молодежная), а также при приближении к таким зонам в крупных пещерах (Красная пещера) содержание CO_2 в воздухе возрастает до 1—7,5 объемных %. Одновременно отмечаются изменения в содержании азота (76—82 %) и появляется метановая составляющая (от следов до 6,71 %), а также тяжелые углеводороды — этан, пропан, изобутан, н-бутан (от следов до 1,08 %).

В целом состав газопроявлений в карстовых полостях горного Крыма довольно пестрый. Чаще всего они имеют азотно-углекислый (47 %) либо углекислый, углекисло-метановый состав (23 %). Несколько реже встречаются газопроявления метаново-азотного, азотно-метанового (17 %) и азотно-

метаново-углекислого, азотно-углекисло-метанового (13 %) состава.

В ряде полостей (шахта Бездонная на Агармыше, Красная пещера) отмечена сезонность в изменениях газового состава воздуха. В теплый период, когда уменьшается интенсивность воздухообмена с поверхностью, концентрация газа увеличивается. (Дублинский, Шутов, 1966; Шутов, 1966). Состав газопроявлений и их локализация в разных частях карстовых полостей свидетельствуют о наличии подтока сухих струй газа по разломным нарушениям из более глубоких частей разреза (из толщи верхне-триасовых-нижнеюрских и среднеюрских аргиллитов и песчаников, а, возможно, из еще не вскрытых бурением пермских известняков (Гордиевич и др., 1963). Значительно более сложный генезис имеет углекислотная составляющая.

Прямые наблюдения и анализ литературы (Тромб, 1952; Смирнов, 1959; Колодяжная, 1965; Галимов, 1967) свидетельствуют, что количество CO_2 в воздухе пещер может меняться под воздействием подтока сухих струй газа, существенно углекислого состава, поступления CO_2 с поверхности и из почвенного слоя с воздухом и инфильтрационными водами, окислительных процессов в зоне аэрации (окисление органических веществ, занесенных с поверхности, окисление пирита и углистых частиц в песчаниках и известняках), процессов термодиффузии (в глубоких и узких полостях) и, наконец, выделения CO_2 при формировании карбонатных натеков и пещерных гидрогенных льдов (режеляция). Последние два источника CO_2 особенно интересны как пример своеобразной «обратной связи» в прохождении карстовых процессов, являющихся, таким образом, в определенной степени «саморегулирующейся системой». К сожалению, определить значение каждого из этих процессов в формировании газового состава воздуха карстовых полостей пока невозможно.

Приведенные данные находят подтверждение и при выборочном обследовании газового состава воздуха карстовых полостей других частей Альпийской складчатой зоны и ее платформенного обрамления, проведенном автором (Сов. Карпаты, М. Карпаты, Татры, Западный Кавказ, Подолия) и другими исследователями (Западная Грузия, З. Тинтилов).

Очевидно, что продолжение исследований в этом направлении, в частности — постановка более точных изотопных

анализов и определение абсолютного возраста газов, необходимо для детализации гидрохимических расчетов в карстовых областях. Определенный интерес газовая съемка карстовых полостей может представлять для геологов-нефтяников, а также для геологов-съемщиков (как критерий для картирования зон тектонических нарушений).

Институт карстоведения и спелеологии

НАУКОМЕТРИЯ

И. Н. Шестов, А. В. Шурубор

**ОПЫТ БИОНАУКОМЕТРИЧЕСКОГО
ИССЛЕДОВАНИЯ ОПУБЛИКОВАННЫХ РАБОТ
ПО ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ**

Отсутствие в СССР специальных печатных органов, где бы освещалась цитируемость работ, затрудняет наукометрические исследования. Обычно изучается цитируемость работ

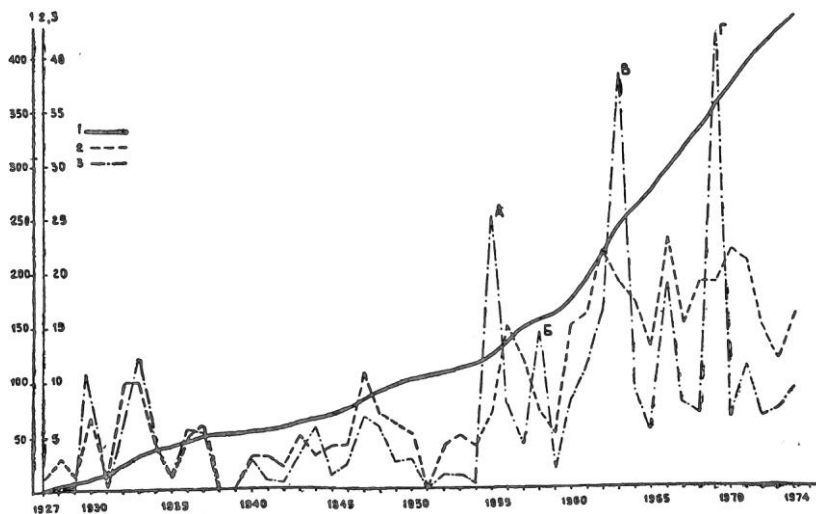


Рис. 1. Динамика опубликованных работ Г. А. Максимовича
Выход в свет книг: А. Химическая география вод Суши;
Б. Карст Пермской области; В. Основы карстovedения, т. I; Г. Основы карстovedения, т. II.

1 — суммарное количество работ; 2 — количество работ опубликованных в год; 3 — объем в печатных листах

в журналах [3]. В настоящей статье использовано цитирование работ не только в журналах, но и в книгах, разнообразных сборниках, справочниках, словарях и других изданиях. В качестве объекта исследования взят профессор Г. А. Максимович, который опубликовал 435 научных и научно-популярных работ в области наук о Земле общим объемом 342 печатных листа, что дает средний объем 0,79 печ. л. Динамика его публикаций с 1927 по 1974 гг. приведена на рис. 1. За этот период только в 1938, 1939 и 1951 гг. не было опубликованных работ. За 48 лет в среднем публикуется 9 работ, или 7,1 печ. л. в год. В 1955, 1958, 1963 и 1969 гг., когда вышли в свет основные книги, объем в печатных листах превышает количество изданных работ, причем за последнее десятилетие опубликовано 180 работ. Распределение опубликованных работ по объему неравномерно.

Объем п. л.	>10	%	6—5	%	5—1	%	<1	%
К-во работ	4	0,92	2	0,46	69	15,86	360	82,76
Общий объем п. л.	91,11	27,52	10,15	2,97	131,69	38,50	106,05	31,05

Работы в 10—6 п. л. отсутствуют. 4 книги более 10 п. л. составляют 27,52 % общего объема, а 360 статей (в 90 раз больше!) объемом менее 1 п. л. — только 31,01 %.

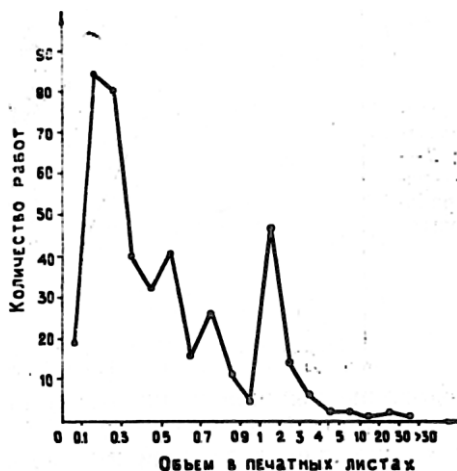


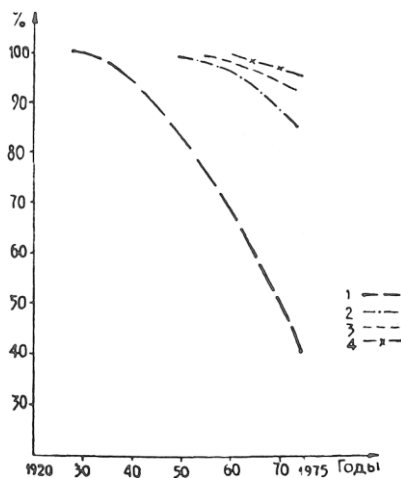
Рис. 2. Распределение печатных работ по объему

На рис. 2 показано количественное распределение печатных работ по объему в печатных листах. Наиболее часто публиковались работы объемом 0,1—0,3 и 1—2 печатных листа.

Изучение числа соавторов и изменение его во времени на примере работ Г. А. Максимовича представляет большой интерес, так как для советских ученых количественно этот вопрос не освещался в печати [3, стр. 97]. Из 435 работ одному автору принадлежит 295, или 67,8 %, двум — 104, или 23,9 %, трем — 27, или 6,2 %, четырем — 6, или 1,4 % и пяти — 3, или 0,7 %. Следовательно, около 70 % написано без соавторов. Интересно было бы исследовать объем работ, написанных с разным количеством соавторов. Среднее число соавторов на одну работу составляет $618/435=1,42$. Это меньше среднего 2,0—2,1 за 1964—1965 г.г., которое опубликовано [3, стр. 97].

В опубликованных химических научных работах, по данным реферативного журнала Chemical Abstracts, четко установлен рост количества соавторов в 1905—1960 гг. [3, стр. 98]. Изучаемый автор в 1927—1931 гг. публиковался без соавторов. В 1932 г. появляется один соавтор, в 1949 и 1950 гг., а устойчиво с 1961 г. — два, с 1960 г. — три, в 1963, 1967, 1970 гг. были единичные работы с четырьмя соавторами. Рост количества соавторов по годам показан на рис. 3 и 4.

Рис. 3. Изменение количества печатных работ, с соавторами по годам в % 1 — работы без соавторов; 2 — работы с одним соавтором; 3 — работы с двумя соавторами; 4 — работы с тремя — четырьмя соавторами



Приводимое ниже исследование выполнено на основании опубликованных списков литературы с цитированием работ Г. А. Максимовича [1,2], а также представленной им картотеки. Выборка содержит 3961 цитирование. Самоцитирование и повторное цитирование одной и той же работы в одном источнике не рассматривались. Всего учтено 1246 работ с цитированием, или в среднем 3,18 на одну работу. Из 1200 работ это 850 статей, или 70,83 %, 148 книг, или 12,33 %, 41 учеб-

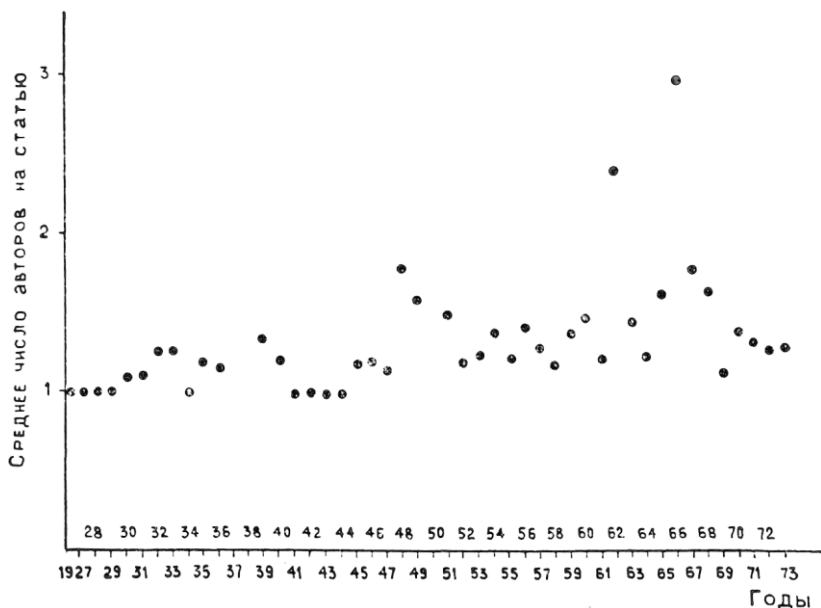


Рис. 4. Изменение среднего числа авторов по годам

ник и учебное пособие, или 3,42 %, 59 диссертаций, или 4,92 %, 15 энциклопедий, справочников и словарей или 1,25 %, 87 иностранных работ, или 7,25 % (рис. 5). Преобладают статьи. Необходимо отметить, что цитируемость работ советских авторов в области геологии в иностранных изданиях довольно низкая [3, стр 148]. У изучаемого автора ссылки в зарубежной литературе составляют 7,25 %. Это высокий процент, так как цитируемость авторов СССР в журналах других стран

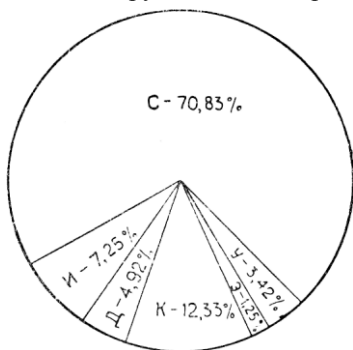


Рис. 5. Распределение опубликованных работ по типам изданий, в которых цитируются работы Г. А. Максимовича: С — статья, У — учебник и учебное пособие, К — книга, Д — диссертация, Э — энциклопедия, справочники, словари, И — иностранная литература

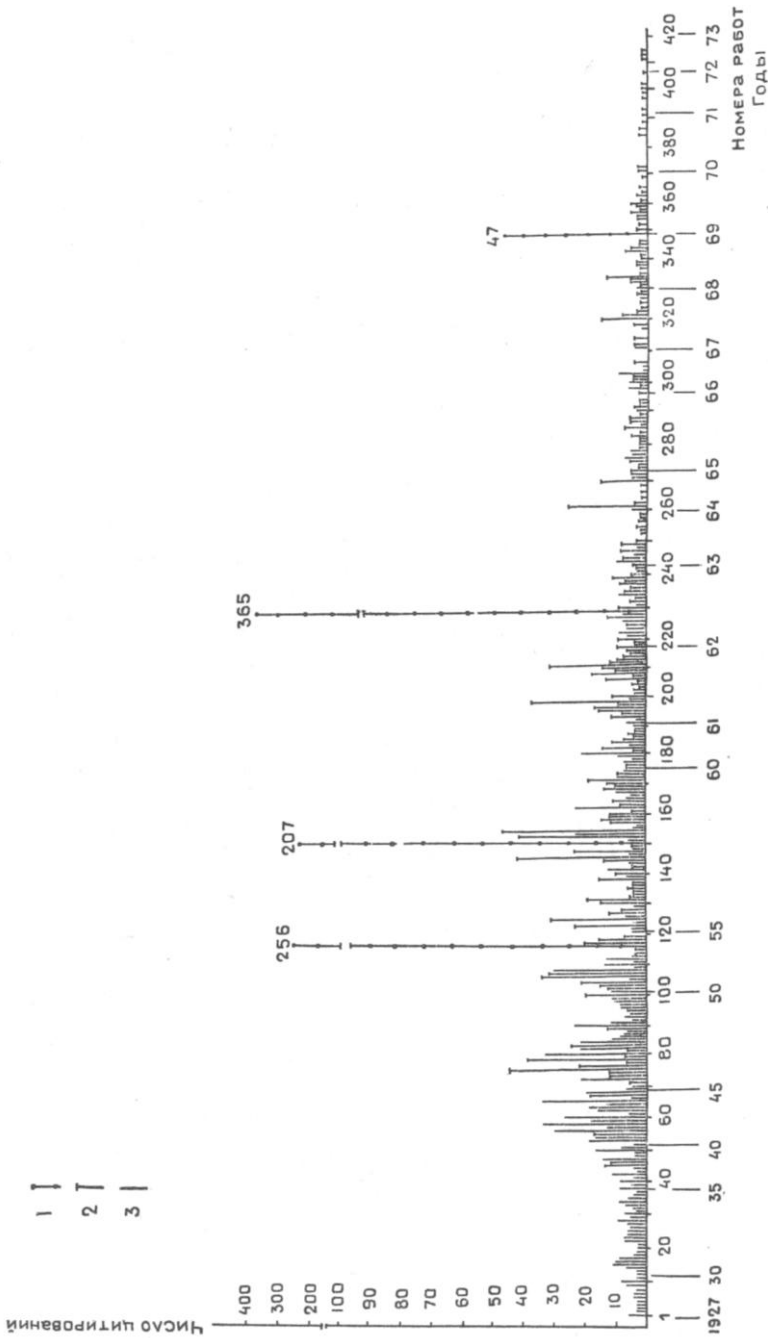


Рис. 6. Цитируемость опубликованных работ : 1 — основные книги; 2 — работы по кар-
сту и спелеологии; 3 — работы по иным проблемам

составляет 3—4 % и никогда не превосходит 5,5 % [3, стр. 146]. У одного из академиков АН СССР, работающего в области физики, из 137 цитирований на иностранное приходится 17, или 12,36 % [3, стр. 121].

Средняя частота цитирования С/Р [3, стр. 124], где С — полное число учтенных ссылок на работы, а Р — полное число опубликованных работ, составляет $3961/435 \approx 9,1$. В среднем за 48 лет 435 работ Г. А. Максимовича цитируется в $1246/435 \approx 2,86$ источниках. Необходимо учесть, что более чем на 30 работ, вышедших в свет в 1972—1974 гг., при современных темпах публикации, сданных в печать рукописей, ссылки еще не могли появиться.

Цитируемость опубликованных работ показана на рис. 6. Наибольшее количество цитирований приходится на четыре книги: в среднем в год.

№ 116 — Химическая география вод суши,	1955	296	13,5
№ 150 — Карст Пермской области ,	1958	207	12,9
№ 229 — Основы карстоведения, том I ,	1963	365	33,2
№ 349 — Основы карстоведения, том II ,	1969	47	11,7

Последняя работа фактически вышла в свет в 1970 г. и цитирование ее только начинается. Работы, которые цитируются не менее 4 раз в год, некоторые авторы [3, стр. 99] относят к «классическим».

Более двадцати пяти цитирований приходится на следующие статьи:

1. Гидрохимические работы :

- № 56 — Гидрохимические фации речных вод и их зональность. ДАН СССР, т. 37, № 5—6, 1942.
- № 58 — Гидрохимические фации речных вод и их зональность. Изв. Всесоюзн. географ, общества, т. 75, № 1, 1943.
- № 60 — Гидрохимические фации поверхностных геосфер. ДАН СССР, т. 39, № 8, 1943.
- № 65 — К характеристике гидрохимических фаций пластовых вод стратисферы. ДАН СССР, т. 75, № 6, 1944.
- № 80 — Гидрохимические фации грунтовых вод и их зональность. ДАН СССР, т. 56, № 6, 1947.
- № 108 — О роли атмосферных осадков в переносе растворенных веществ. ДАН СССР, т. 92, № 2, 1953.

- II. Работы по карстоведению и спелеологии
- № 75 — Типы карстовых явлений. Тез. докл. Пермской карстовой конференции. Пермь, 1947.
- № 78 — Спелеографический очерк Пермской области. Спелеолог. бюл. № I, Пермь, 1947.
- № 107 — Генетические типы карстовых образований. ДАН СССР, т. 90, № 6, 1953.
- № 125 — Методы изучения карста. Уч. зап. Пермского университета, т. X, вып. 2, 1956.
- № 145 — Основные типы гидродинамических профилей областей карста карбонатных и сульфатных отложений. ДАН СССР, т. 112, № 3, 1957.
- № 152 — Районирование карста Урала и Приуралья. Докл. IV Всеуральяного географического совещания, Пермь, 1958.
- № 154 — Районирование карста СССР, там же, 1958.
- № 198 — Тектонические закономерности распределения карста на территории СССР. Общие вопр. Карстоведения, изд. АН СССР, М, 1962.
- № 211 — Палеокарстовые коллекторы нефти и газа. Гидрогеология и карстоведение, вып. I, Пермь, 1967 (с В. М. Армишевым).
- № 261 — Типы карста Урала. Сб. «Типы карста в СССР». М., 1965 (с К. А. Горбуновой).

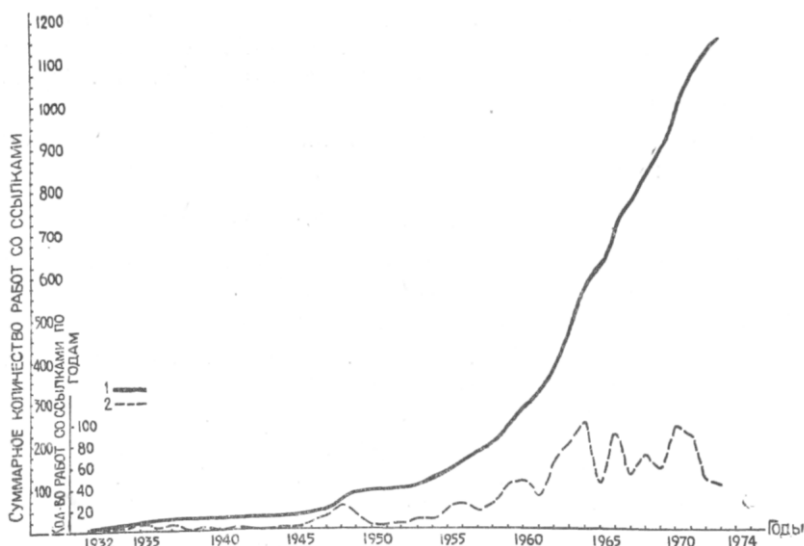


Рис. 7. Количество работ с ссылками на труды Г. А. Максимова по годам: 1 — суммарное количество работ; 2 — количество работ с ссылками по годам

Количество работ со ссылками на труды Г. А. Максимо-
вича суммарно и по годам отражено на рис. 7. Обращает на
себя внимание максимум ссылок в 1948 г. и рост их с 1955 г.
Последний соответствует времени выхода основных четырех
книг в 1955—1969 гг.

Динамика роста суммарного количества ссылок на основ-
ные четыре книги приведена на рис. 8. На графике виден
большой интерес к I тому «Основы карстования», 1963.

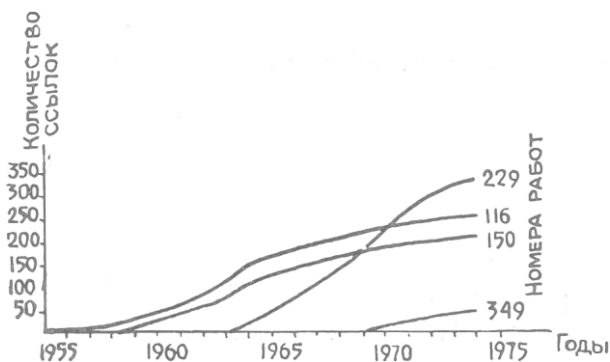


Рис. 8. Динамика роста по годам суммарного количе-
ства ссылок на основные книги:

- 116 — Химическая география вод суши, 1955;
- 150 — Карст Пермской области, 1958 (с К. А. Горбуновой);
- 229 — Основы карстования, т. I, 1963;
- 349 — Основы карстования, т. II, 1969

Изучая изменение количества цитат во времени, необходимо учесть одну особенность научного творчества Г. А. Максимовича. В 1955 г. он публикует монографию «Химическая география вод суши» (№ 116). С 1942 г. ей предшествовали многочисленные статьи, освещающие разработанное им учение о гидрхимических фациях, на которые и ссылались. С выходом в свет указанной книги цитирование предшествующих работ почти прекратилось. Подобная же картина наблюдается и с вопросами карстования (и спелеологии), в основу которых положено учение о гидродинамических зонах карстовых вод. После выхода трех основных книг (рис. 8) в литературе в основном ссылки делаются на эти сводки. Предшествующие работы цитируются, главным образом, в обстоятельных монографиях и работах исторического плана.

Публикация фрагментов, отдельных вопросов, а затем сведение этих данных после переработки в монографии пред-

вставляет особенность научного творчества Г. А. Максимовича. Она сказывается в виде уменьшения долговечности работ опубликованных до монографий.

Долговечность публикаций была изучена по цитируемости работ в некоторых сборниках и книгах (рис. 9, 10, 11).

В сборнике «Гидрогеология и карстование», опубликованном в 1971 г., цитируется 49 работ 64 раза. Распределение количества ссылок по годам приведено на рис. 9. Чаще всего цитируется две книги «Основы карстования» том I, 1963 г. и «Карст Пермской области», 1958 г. В сборнике «Пещеры» вып. 12—13, 1972 г. 24 работы цитируются 36 раз. Преобладают ссылки на два тома «Основ карстования» (1963, 1969),

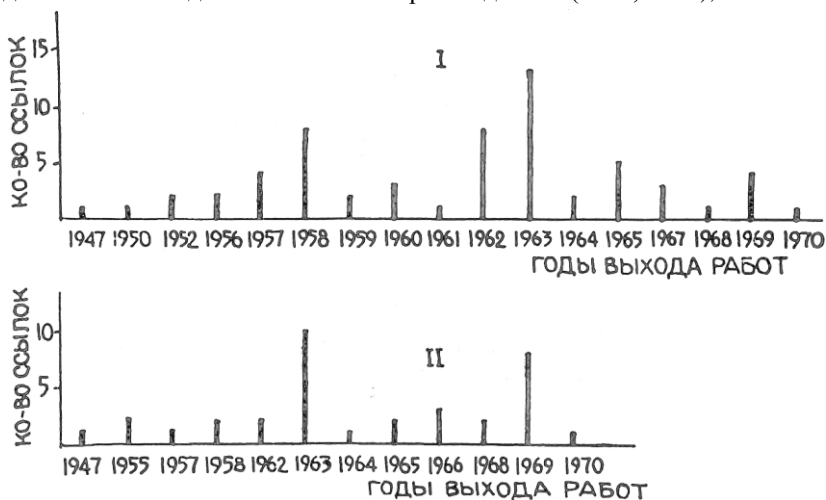


Рис. 9. Цитируемость работ в сборниках: I — Гидрогеология и карстование, вып. 4, 1971; II — Пещеры, вып. 12—13, 1972.

что видно на рис. 9, II. В монографии Д. С. Соколова, опубликованной в 1962 г. до выхода двух томов «Основ карстования», учтено 78 ссылок на 25 работ, среди которых преобладают статьи. Только на книгу «Карст Пермской области» имеется 8 ссылок (рис. 10). Монография Н. А. Гвоздецкого опубликована в 1972 г. В ней учтено 156 ссылок на 44 работы. Преобладают ссылки на три книги: «Карст Пермской области» (1958), «Основы карстования» том I (1963) и том II (1969). Цитируются и статьи 1936—1970 гг. (рис. 11).

Ц и т и р о в а н и е и и с п о л ь з о в а н и е р а б о т. Отражает ли уровень цитирования популярность и использование опубликованных работ? Изучай значения цитирования, необ-

ходимо учесть явление характерное для геолого-географических наук. Особенностью последних лет является краткость публикаций. Не говоря о докладах АН СССР, где размер статьи не более 0,25 авторского листа, во многих журналах наметилась тенденция к максимальному сокращению объема статей. В качестве примера можно указать Узбекский

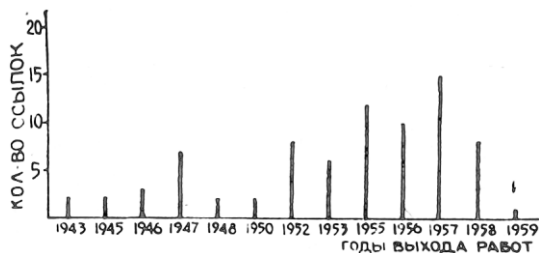


Рис. 10. Цитируемость работ в монографии Д. С. Соколова. Основные условия развития карста, М., 1962.

геологический журнал, где размер публикаций даже меньше, чем в ДАН СССР. Вынужденные уложиться в прокрустово ложе — 3—5 страниц машинописи — авторы прежде всего сокращают список использованной литературы. Имеются редкие случаи, когда в нарушение авторского права опускаются даже источники, из которых были взяты публикуе-

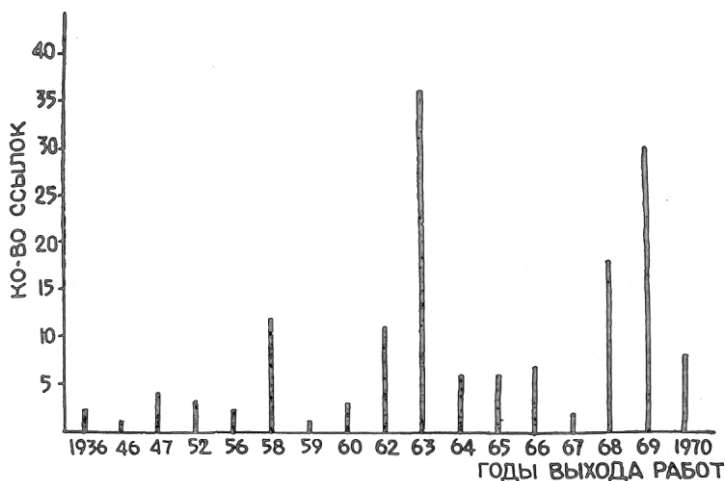


Рис. 11. Цитируемость работ в монографии Н. А. Гвоздецкого. Проблемы изучения карста и практика, М., 1972.

мые данные. Эти обстоятельства необходимо учитывать при оценке уровня цитируемости.

О классификации ученых геологов и географов. Для ученых публикующих статьи по физико-математическим и химическим наукам предложена следующая классификация [3, стр. 118—119].

I. Плодотворно работающие — много печатаются и часто цитируются.

II. Плодовитые — много печатаются, но редко цитируются.

III. Новаторы — сравнительно мало печатаются, но каждая работа получает широкий отклик.

IV. Молчаливые—мало печатаются, редко цитируются.

Особенностью ведущих ученых в области геолого-географических наук является то, что часто новое выкристаллизуется в результате капитальных сводок, которым предшествует публикация довольно многочисленных статей. Это делает необходимым для геологов и географов дополнить приведенную выше классификацию типам V плодотворно работающие новаторы. Они много печатаются и часто цитируются, а опубликованные ими обобщения в виде книг получает широкий отклик. В результате проведенного исследования к этому типу ученых можно с полным правом отнести Г. А. Максимова. Косвенным подтверждением широкой известности в науке могут служить отклики на «круглые даты» его жизни в виде следующего количества поздравлений и других знаков внимания.

Годы	Союзных республик СССР	Городов	Подписей			
			Всего	В том числе		
				акад. и членов корресп.	проф., докт. наук	кандидат. наук
1951	9	49	116	2	31	37
1964	11	69	416	5	51	67
1974	15	109	1270	21	163	275

Институт карстоведения и спелеологии

ЛИТЕРАТУРА

1. Архидьяконских Ю. В., Тюрина И. М. Георгий Алексеевич Максимович (к семидесятилетию со дня рождения). Гидрогеология и карстоведение, вып. 5, Пермь, 1974.

2. Лушников Е. А., Печеркин И. А., Яценко Р. В. Георгий Алексеевич Максимович (к шестидесятилетию со дня рождения). Гидрогеология и карстоведение, вып. 2, Пермь, 1964.

Налимов В. В., Мульченко З. М. Наукометрия. Изд-во «Наука», М., 1969.

НА КАФЕДРЕ ДИНАМИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ
И ГИДРОГЕОЛОГИИ

Г. А. Максимович

**ДОКТОРА И КАНДИДАТЫ НАУК — ВЫПУСКНИКИ
КАФЕДРЫ ДИНАМИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ
И ГИДРОГЕОЛОГИИ**

15 августа 1974 г. кафедре динамической геологии и гидрогеологии Пермского университета, основанной в 1934 г., исполнилось 40 лет [1, 2]. С 1948 г. на кафедре имеется очная и заочная аспирантура. Положение о кафедрах высших учебных заведений обязывает их организовать систематическую связь с окончившими ранее высшее учебное заведение и аспирантами — выпускниками данной кафедры.

Попытаемся показать исполнение этого положения. В результате систематической связи, а также слетов выпускников разных лет через 10, 15, 20 и 25 лет установлено, что ученую степень имеют следующие выпускники и аспиранты (табл. 1)

Защита кандидатских диссертаций началась в 1946 г., и по пятилетиям наблюдается следующий рост.

	1946 — 1950	1951 — 1955	1956 — 1960	1961 — 1965	1966 — 1970	1971 — 1975
Число защитивших	1	3	3	7	12	16

Это обусловлено созданными партией и правительством условиями, благоприятствующими повышению научной квалификации и росту количества выпущенных кафедрой специалистов.

Таблица 1

**Выпускники и аспиранты
кафедры динамической геологии и гидрогеологии Пермского ордена Трудового Красного Знамени
государственного университета им. А. М. Горького, имеющие ученую степень,
а так же работающие над кандидатскими диссертациями**

	Год оконча- ния	Год защиты канд. диссер.	Через сколько лет	Год защиты докт. диссер.	Через сколько лет
Доктора геолого-минералогических наук					
1. Л о б о в Василий Александрович ЧАО	1937	1946	9	1956	19
2. Л у ш н и к о в Евгений Алексеевич А	1939	1952	13	1968	29
3. П е ч е р к и н Игорь Александрович АО	1950	1955	5	1968	18
Кандидаты геолого-минералогических наук					
4. А р м и ш е в Виктор Михайлович А	1952	1970	18		
5. А р х и д ь я к о н с к и х Юрий Васильевич АО	1954	1968	14		
6. Б о р з о с е к о в а Лидия Григорьевна ЧАО	1960	1972	12		
7. Б ы к о в Владимир Никифорович А	1956	1967	11	1975	19
8. Б ы к о в Владимир Степанович СО	1963	1971	8		
9. В з н у з д а е в Сергей Тимофеевич О	1938	1956	18		
10. Г а е в Аркадий Яковлевич ЧАО	1959	1969	10		
11. Г о л у б е в а Лидия Владимировна О	1945	1956	11		
12. Г о р б у н о в а Клара Андреевна АО	1948	1956	8		
13. Д о м р а ч е в Геннадий Иванович ЧАО	1958	1967	9		
14. Е ж о в Юрий Александрович О	1955	1964	9		

Продолжение таблицы 1

	Г о д о к о н ч а - н и я	Г о д з а щ и т ы к а н д. д и с с е р.	Ч е р е з с к о л ь к о л е т	Г о д з а щ и т ы д о к т. д и с с е р.	Ч е р е з с к о л ь к о л е т
15. Е н ц о в Илья Иванович А	1954	1967	13		
16. К л е м е н т ь е в Виктор Петрович О	1960	1972	12		
17. К р о т о в а Ерогида Александровна О	1944	1971	27		
18. К у р б а ц к а я Фаина Алексеевна ЧАО	1955	1968	13		
19. К ю н т ц е л ь Владислав Владимирович О	1950	1964	14		
20. М а к у ш и н Анатолий Анатольевич ЧАО	1959	1972	13		
21. М и х а й л о в Герман Калистратович АО	1956	1966	10		
22. Н а б о р щ и к о в Виталий Петрович ЧАО	1956	1965	9		
23. Н е л ю б и н Владимир Владимирович О	1960	1974	14		
24. О б о р и н Александр Антонович О	1656	1964	8		
25. П а н а р и н а Галина Николаевна АО	1965	1973	8		
26. П л ю с н и н Константин Петрович О	1951	1964	13	1975	24
27. Ц ы к и н а Жанна Леонидовна А ДГИ	1959	1974	15		
28. Ш е с т о в Иван Никандрович АО	1957	1967	10		
29. Ш и м а н о в с к и й Леонид Андреевич АО	1953	1964	11		
30. Ш у р у б о р Аркадий Владимирович АО	1961	1973	12		
31. Ю ш к о в Юрий Николаевич ЧА	1962	1972	10		
Кандидат сельскохозяйственных наук					
32. Н и к о н о в Петр Павлович О	1938	1963	25		

Продолжение таблицы 1

	Г о д о к о н ч а - н и я	Г о д з а щ и т ы к а н д. д и с с е р.	Ч е р е з с к о л ь к о л е т	Г о д з а щ и т ы д о к т. д и с с е р.	Ч е р е з с к о л ь к о л е т
Кандидаты географических наук					
33. В о х м я н и н а Евгения Иосифовна О	1955	1968	13		
34. П е ч е р и н Алексей Иванович А	МГУ	1953	—		
35. Я щ е н к о Римма Васильевна АО	1954	1974	20		
Кандидаты технических наук					
36. Б а т а л и н Борис Семенович О	1959	1970	11		
37. В о л н я г и н а Софья Константиновна ЧАО	1951	1967	16		
Работают над кандидатскими диссертациями					
38. Б е л ь т ю к о в Герман Всеволодович О	1961	1975	14		
39. В е р х о л а н ц е в Геннадий Петрович АО	1953				
40. В о с т р о к н у т е в Георгий Александрович О	1956				
41. З в я г и н Геннадий Афанасьевич О	1963				
42. И к о н н и к о в Евгений Александрович СО	1962				
43. К а ч е н о в Валерий Иванович АО	1968	1975	7		
44. К о с т а р е в Виталий Петрович АО	1962				
45. Л ы с е н и н Геннадий Петрович СО	1954				
46. М а р т и н Виталий Иванович АО	1955	1975	5		

О к о н ч а н и е т а б л и ц ы

	Год оконча- ния	Г о д з а щ и т ы канд. диссер.	Через сколько лет	Г о д з а щ и т ы докт. диссерт.	Через сколько лет
47. П а х о м о в Владимир Ильич О	1961	1975	14		
48. Т ю р и н а Инна Михайловна АО	1965	1974	9		
49. У с о л ь ц е в Леонид Николаевич О	1962				
50. Х а с а н о в Анатолий Прокопьевич АО	1965				
51. Ш и м а н о в с к а я Ирина Александровна СО	1953				
52. Ш и р и н к и н Валерий Васильевич АО	1963				

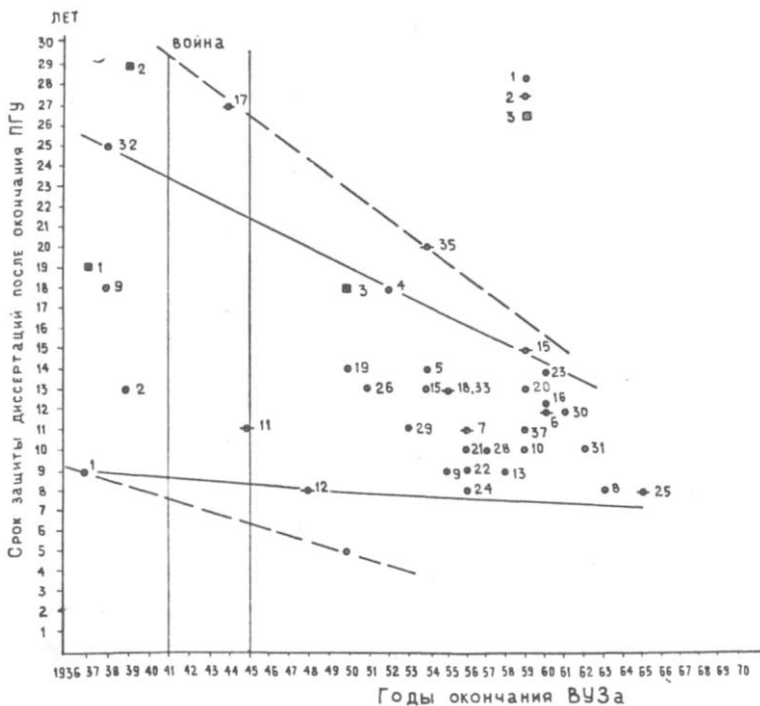
О б о з н а ч е н и я : О — окончивший, А — аспирант, С — соискатель, ЧА — чужая аспирантура.

Распределение учтенных выпускников по срокам защиты кандидатских диссертаций после окончания вуза следующее.

Срок защиты в годах	5	8—10	11—15	16-20	>21	Всего
Все	1	12	17	3	2	35
Мужчины	1	10	12	2	1	26
Женщины	—	2	5	1	1	9

При этом на срок 8—14 лет падает 28 из 35 кандидатов наук, или 80%. Средний срок защиты кандидатских диссертаций составляет: всего 12,7, у мужчин — 12,4, у женщин 14,1 лет. Женщины составляют 25,7% от учтенных защитивших кандидатов наук.

Три докторских диссертации защищены мужчинами через



Сроки защит диссертаций выпускников кафедр. Кандидаты наук: 1 — мужчины; 2 — женщины; 3 — доктора наук. Цифры около значков — номера выпускников в списке (табл. I)

18, 19 и 29 лет после окончания университета. Данные эти представлены на рисунке.

Кандидатские диссертации защищаются через 5—27 лет после окончания вуза, причем более 20 лет приходится главным образом на выпускников довоенных и военных лет. В одном случае защита диссертации задержалась ввиду получения тяжелой травмы на войне, во втором — это мать, воспитавшая двух детей. Первый из них по состоянию здоровья даже перешел на агрохимию.

Количество подготовленных кандидатов и докторов наук зависит и от числа выпускников. По годам кафедры выпустили (табл. 2).

Таблица 2

**Выпуск специалистов кафедрой динамической геологии
и гидрогеологии**

Год	Выпущено	Год	Выпуск	Год	Выпуск	Год	Выпуск	В том числе заочников
1936	10	46	1	56	21	66	15	—
37	5	47	5	57	23	67	6	—
38	7	48	12	58	23	68	28	3
39	6	49	11	59	27	69	18	1
40	1	50	18	60	22	70	32	1
41	4	51	10	61	23	71	35	1
42	2	52	12	62	17	72	31	2
43	0*	53	19	63	17	73	27	—
44	2	54	15	64	0**	74	42	5
45	1	55	27	65	16	75	40	—

* Выпуска не было. Переход с 4-летнего обучения на 5-летнее

** Выпуска не было. Переход на 5,5-летнее обучение.

Всего выпущен 631 геолог, инженер-геолог-гидрогеолог и геоморфолог, из которых 13 по заочному отделению. При существующем ежегодном наборе 75 человек на очное отделение и 50 на заочное отделение эта цифра в ближайшие годы резко возрастет.

Рассмотрим изменение по пятилетиям количества выпускников кафедры, имеющих ученые степени (табл. 3).

Таблица 3

Динамика выпуска и „остепенения“ по пятилетиям

Годы окончания	Количество				% имеющих уч. степенями
	окончивших	докторов наук	кандидатов наук	Всего со степенями	
1936—1940	29	1	3*	4	12,65
1941—1945	9	—	2	2	22,22
1946—1950	47	1	3*	4	8,51
1951—1955	83	—	10	10	11,91
1956—1960	116	—	9	9	7,77
1961—1965	73	—	4	4	5,47
1966—1970	99	—	—	—	
	456	2	31	33	

* Учитывается и защита кандидатских диссертаций докторами наук

Диссертации защитило 33 выпускника 1936—1965 гг. из 357, или 9,2 %. Кроме того аспирантуру кафедры окончило 6 человек. Из них 4 выпускника других кафедр Пермского университета. Всего 37 человек. Над кандидатскими диссертациями работает еще 15 выпускников кафедры (табл. 1). Из них 14 окончили университет в 1953—1965 гг. и только один в 1968 г. Если 14 из них защитят, то это будет 47 диссертаций, или при 358 выпускниках 12,4 % со степенью. Два из окончивших ранее аспирантуру кафедры близки к завершению докторских диссертаций.

Приведенные данные показывают, что среди окончивших Пермский университет по кафедре динамической геологии и гидрогеологии и аспирантов довольно большой процент стал кандидатами наук. Докторами наук стало двое выпускников кафедры 1937—1950 гг. из 85 (1936—1950), или 2,3 % плюс один выпущенный другой кафедрой, но окончивший аспирантуру.

Опубликованные данные необходимо учитывать при приеме в аспирантуру по геологии. Сдача экзаменов кандидатского минимума, сбор материалов для диссертации, их изучение, а также необходимая публикация результатов исследований требуют значительного времени. Преобладающий минимум это 8—9 лет. Для того, чтобы выпускник вуза за-

кончил аспирантуру с защитой диссертации в срок 3 года, необходимо принимать его со сданными кандидатскими экзаменами, в основном собранными материалами и даже с частичной публикацией по теме диссертации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Максимович Г. А. История кафедры динамической геологии. Уч. зап. Пермского ун-та. Юбилейный выпуск, 1936.
2. Максимович Г. А. Некоторые факты и даты по истории геологического факультета Пермского университета. Уч. зап. Пермского ун-та, т. XX, вып. 1, 1960.

*ХРОНИКА***КУНГУРСКОЕ АГРОГЕОХИМИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ**

26—28 ноября 1973 г. в г. Кунгуре состоялось агрогеохимическое совещание по вопросам изучения известковых туфов и использования их ресурсов в сельском хозяйстве. В совещании приняли участие 70 представителей научно-исследовательских, геолого-разведочных, партийных и советских учреждений из Пермской, Свердловской и Московской областей, Башкирии, Татарии и Белорусской ССР.

Заслушано 24 доклада, в которых рассматривались вопросы происхождения известковых туфов /В. К. Кокаровцев, В. С. Лукин, Ю. А. Ежов, А. В. Лукин/, методики поисков и разведки их месторождений /А. А. Костко, В. К. Кокаровцев, В. Е. Левицкий/, геологии и вещественного состава пресноводной извести /Р. Ф. Абдрахманов, В. К. Кокаровцев, В. П. Шабунина, Г. С. Афанасенко и др./. Большое теоретическое значение имеет обобщающий доклад профессора Г. А. Максимова «Известковые туфы и их место в карбонатном литогенезе», в котором указано многообразие путей формирования природной извести. Значительное внимание в докладах уделено проблеме эффективности известкования кислых почв и роли туфов в минерально-сырьевой базе карбонатного мелиоранта /В. Н. Прокошев, С. И. Попова, В. Е. Левицкий, В. Б. Селивановский, Ю. М. Гильденбрандт, И. М. Иконников/.

К совещанию были подготовлены богатые коллекции известковых туфов Пермской области, Башкирии и Прибалтики, фотовитрина, освещающая будни геологов разведчиков, а также выставка опубликованных и фондовых работ по вопросам изучения и использования пресноводной извести в народном хозяйстве.

Участники совещания посетили Кунгурскую ледяную пещеру и Хорятское месторождение известковых туфов.

Актуальность поставленных вопросов и активное участие представителей сельскохозяйственных учреждений колхозов и совхозов содействовали деловитости совещания и выработке решения, выдвигающего конкретные задачи в деле дальнейшего изучения известковых туфов и эффективного их применения для известкования кислых почв.

Ю. А. Ежов, В. С. Лукин.

РЕЦЕНЗИИ

ВАЖНЕЙШИЕ КАРСТОВЫЕ РАЙОНЫ
СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Karst. Important Karst Regions of the Northern Hemisphere. M. Herak and V. T. Stringfield. Elsevier, Amsterdam - London-New York, 1972, XIV÷551 p., 8 pi., 171 fig.

В 1972 г. вышла в свет, важная монография, освещающая карст наиболее значительных и более изученных районов северного полушария. Она написана коллективом европейских и американских ученых под руководством М. Герака (Загребский университет, Югославия) и В. Т. Стрингфильда (Геологическая служба США, Вашингтон). Книга состоит из 16 глав, каждая из которых представляет самостоятельное исследование.

I. Исторический обзор морфологических концепций (18 стр.) написан известным югославским карстоведом академиком Йосипом Рогличем (Загреб). Небольшой объем главы позволил автору только весьма схематично осветить вопрос. Он предупреждает читателя, что это собственно только введение, так как рассматриваемая тема весьма обширна. Заканчивается глава определением основных форм карста. Список литературы охватывает 1689—1967 гг. Он включает работы XVII века — I, XVIII — 2, XIX века — 18, первой половины XX века — 27 и после 1950 г. — 14.

II. Исторический обзор гидрогеологических концепций (6 стр.). М. Герак и В. Т. Стрингфилд очень кратко освещают вопрос и сводят к рассмотрению борьбы мнений о наличии в карстовых массивах сообщающихся (грунто-вых) вод и изолированных водотоков. В списке литературы повторяются некоторые источники I главы. Вместе с тем совершенно не приведены в тексте и не рассмотрены работы, опубликованные в трудах Международных гидрогеологических и спелеологических конгрессов.

III. Карст Югославии (59 стр.) М. Герак. В работе рассмотрен карст Динарид, Юлийских Альп и Сербии. Интересно сводка о субмаринных источниках Адриатики.

IV. Карст Италии (44 стр.) написана миланцами С. Беллони, Б. Мартини, Д. Оромбелли. Региональная характеристика охватывает Триест, Предалпы Фриули, Венецию и Ломбардию, Апулию, карстовые зоны Альп, Апеннин, Сицилии и Сардинии. В конце дается характеристика кластокарста понтических конгломератов Фриули, Венеции и гипсового карста всей Италии. Гидрогеологические условия показаны как подземный концентрированный дренаж (на примере гигантского источника Тимаво в Триесте) и диффузионного дренажа в Апулии. В заключительной обобщающей части показана связь поверхностных и подземных карстовых форм с гидрогеологической эволюцией.

V. Карст Франции (60 стр.) Автор главы Ж. Авайе (J. Avias) из Монпелье. Рассмотрен карст палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений Парижского и Аквитанского бассейнов, Лангедока, Пиренеев, Бургундии и Юры, Альп и Прованса. В работе использованы новейшие данные о геологии, гидрогеологии, эрозии, спелеолитогенезе, биоспелеологии и археологии. В конце рассматриваются такие практические вопросы как туризм, каптаж карстовых источников, строительство плотин и разнообразное использование пещер.

VI. Карст Федеративной Республики Германии и Германской Демократической Республики (35 стр.) написан Д. Пфайффером, И. Ганом (Ганновер, ФРГ). Глава начинается с освещения геологических условий ФРГ и ГДР. Описаны слабо развитый карст Сланцевого массива Прирейнской области Тюрингского бассейна и его обрамления, Швабской юры и Франконии, а также северных районов (бассейна Мюнстера и Нижней Саксонии), где развит, главным образом, покрытый карст. Рассматриваются основные типы карста в известняках, гипсе и соли, а также возраст закарстовывания. Вопросы практической гидрогеологии показаны на примере Юрского плато Швабии.

VII. Карст Австрии (41 стр.). Авторами главы являются Ф. Бацер (Вена) и И. Цётл (Грац). Вначале указывается роль венской школы в развитии карстоведения. В региональной части рассматривается известняковый карст северных Альп, где находится длиннейшая пещера Австрии Айсризенвальт, протяжение которой 42 км. Для Дахштайна приведены данные о крупнейших карстовых источниках. Далее освещается карст Центральной Штирии, Меридиональных Альп, системы гельветских надвигов и некоторых пунктов Центральных

Альп. Показано влияние карста на лесное и сельское хозяйство, а также использование его подземных вод и в частности для водоснабжения Вены.»

VIII. Карст Венгрии (29 стр.). Написан Ф. Дараньи (Будапешт). Наиболее подробно освещен карст Северной Венгрии.

IX. Карст Чехословакии (29 стр.). Авторы главы И. Быстрички, Е. Мазур и Я. Якол (Братислава) посвятили ее в основном карсту Словакии.

X. Карст Польши (14 стр.) И. Глазек, Т. Домбровски (Варшава) и Р. Градзински (Краков). Освещен карст карбонатных отложений, гипса и соли разных районов.

XI. Карст Румынии (13 стр.) написана М. Д. Блеху. Здесь освещен карст карбонатных отложений покрова платформы (Добруджа), плато, складчатых (Карпат) и изолированных массивов (Бихор), а также гипса, соли и вулканических пород.

XII. Карст СССР (62 стр.). И. В. Попов, Н. А. Гвоздецкий, А. Г. Чикишев, Б. И. Куделин выполнили обстоятельную сводку, знакомящую с карстом нашей Родины.

XIII. Карст Великобритании (27 стр.). М. М. Свинтинг (Оксфорд) осветила карст каменноугольных известняков Йоркшира, Дербишира, Мендипа и других районов, а также палеозойских отложений Девона. В работе показаны роль окружающих некарстующихся пород, фазы карстообразования, зависимость между поверхностными и подземными карстовыми формами. Во многих отношениях работа является образцовой. Несколько слабее гидрогеологическая характеристика. Вызывает удивление, что карст пического мела, известный с 1839 г. по работе Чарльза Лайеля, совершенно не освещен, хотя приведен на карте (стр. 418).

XIV. Карст Ямайки (22 стр.) Н. R. Versey Вереей (Кингстон) дает характеристику останцового тропического карста этого острова.

XV. Карст США (39 стр.) В. Е. Девис (Вашингтон) и Н. Е. Легранд из Рели (Raleigh), приводя карту распространения карста в стране, описали классические районы. Карст Флориды и прилегающих территорий развит в третичных и четвертичных отложениях. Здесь развиты карстовые депрессии и воронки, часто заполненные водой и образующие озера, и глубинные полости с напорными водами. Рассмотрена проблема соленых вод морских побережий. В Аппалачах в палеозойских известняках и доломитах развиты карстовые котловины, воронки, малые поля, поноры, исчезающие реки и источники. Многочисленные пещеры и пропасти здесь хорошо изу-

чены. В Центральном Кентукки и Индиане каменноугольные известняки района Мамонтовой пещеры и Флинт Ридж, дающие мощные карстовые источники, совершенно сухие вне выходов карстовых вод. По последним данным доказано, что эти две пещеры представляют единую систему протяжением более 250 км. Ей присвоено название Флинт-Мамонтовой пещеры. В заключении описан карст долины Пекос на территории штатов Нью Мексико и Техас. В этом полупустынном районе в пермских рифовых известняках развита Карлсбадская пещера протяжением 24 км. Малый объем главы, повидимому, обусловил отсутствие характеристики карста горных районов США.

XIV. Заключение (12 стр.) написано редакторами-организаторами М. Гераком и В. Т. Стрингфилдом.

Рассмотренная очень кратко обстоятельная сводка представляет вклад не только в региональное, но и в теоретическое карстование и гидрогеологию карста. Она дает представление о развитии карста и карстовых вод во многих районах Северного полушария. Так как речь идет о важнейших регионах, то не все территории рассмотрены. Отсутствуют данные по Пиренейскому полуострову, Швейцарии, Болгарии, Мексике, Кубе, Китае. Мы не говорим уже о Турции, Канаде, Бельгии и многих других. Включение этих данных значительно увеличило и без того значительный объем книги. В рассматриваемом труде редакторам не удалось добиться единства изложения и воззрений на карст. Так, например, в главе I И. Роглич вслед за И. Цвиичем приводит работы по карсту мела Великобритании, а М. М. Свитинг этот карст не рассматривает и так далее. Но эти издержки коллективной работы не снижают ее большого значения.

Г. А. Максимович

СПЕЛЕОЛОГИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК SPELEOLOGICKY VESTNIK 1/1972, BRNO

Институт Географии Чехословацкой Академии наук в Брно основал новый журнал — «Спелеологический вестник», который выходит 8 раз в год и дает текущую информацию по всем вопросам, связанным с карстовыми процессами. На рассмотрение представляются результаты исследования и изучения карстовых областей, а также доклады специалистов и любителей-спелеологов по общим проблемам карстования. Уделяется внимание вопросам охраны карстовых явлений,

находящихся под угрозой в результате все более развивающейся промышленной деятельности.

Журнал будет публиковать результаты научных исследований, получаемых часто в очень трудных условиях и с большими материальными затратами. Редколлегия журнала приглашает всех желающих присылать материалы для публикаций. Редакторы обещают сделать «Спелеологический вестник» объединением всех спелеологов, не только по специальным вопросам, но также по вопросам организационного характера. Журнал рассчитывает на помощь по созданию спелеологической организации, которая будет представлять чехословацкую спелеологию, как в Чехословакии, так и за рубежом.

Редакция приглашает специалистов и любителей-спелеологов сотрудничать в журнале, а также предлагает самую разнообразную информацию по вопросам карста.

В первом номере рецензируемого журнала несколько статей посвящено Моравскому карсту. Л. Крыткова пишет о необходимости охраны области Моравского карста, которая имеет большое научное значение, а также служит излюбленным местом отдыха. Эта область представляет собой комплекс девонских закарстованных известняков протяженностью 25 км, шириной 2—6 км и мощностью 1000 м.

О. Штелцл и Б. Гашек описывают некоторые результаты геофизических исследований Моравского карста, проведенных с целью поисков месторождений полезных ископаемых, изучения трещиноватости и водонасыщенности известняков, а также установления наиболее подходящих геофизических методов для спелеологических исследований.

И. Моучка в статье «К кадастру пещер в Сухом Желобе Моравского карста» приводит краткое описание пещер этого района с указанием их генезиса, размеров, обломочных и натечных образований. Статью дополняют интересные фотографии различных сталактито-сталагмитовых форм.

Ян Пршибл пишет об условиях осадконакопления в пещере Замурованная в Пустом желобе в истоке реки Пунквы.

В журнале приводится также различная информация. Определяются цели и задачи Карстовой комиссии при АН ЧССР. Приводятся сообщения о французской спелеологии. В. Старка сообщает о трагической гибели Жана Корбеля. Публикуются новые данные исследования воронки «У креста» на Гарбешском плато в Моравском карсте. Ф. Мусил сообщает об открытии новой воронки близ пропасти Мацоха. О. Штелцл делает обзор крупнейших карстовых пещер и шахт в СССР.

И. И. Минькевич

РЕФЕРАТЫ СТАТЕЙ

УДК 552.5к

Роль карбонатной муки в строении карбонатных нефтегазоносных толщ. Быков В. Н. Гидрогеология и карстование, вып. 6, 1975.

Рассмотрены формы нахождения карбонатной муки в порядке морфогенетического ряда и генезис ее, как многофазный карстовый процесс.
2 табл., библи. 15.

УДК 551.448 : 553.981

Роль карста в формировании карбонатных коллекторов нефти и газа Ферганской межгорной впадины. Максимович Г. А., Тюрина И. М. Гидрогеология и карстование, вып. 6, Пермь, 1975.

Рассмотрены условия развития меловых и палеогеновых карбонатных нефтегазоносных коллекторов Ферганской впадины. Установлено определяющее влияние карстовых процессов на формирование коллекторов нефти и газа.

1 илл., библи. 11.

УДК 552.5к (470)

Распределение емкостных свойств коллекторов на локальных поднятиях как показатель проявления карста. Быков В. Н., Данилова Л. Ю., Эсмонтвич М. А. Гидрогеология и карстование, вып. 6, 1975.

На примере башкиро-визейской и турнейской карбонатных закарстованных толщ Пермской области установлено, что распределение емкостных свойств коллекторов находится в соответствии с тектоническим планом карстовых эпох. Коллекторы с максимальной емкостью приурочены к бортовым частям прогибов — древним областям разгрузки подземных вод и поднятиям с максимальной амплитудой и размывами.

Библи. 8.

УДК 551.44

К условиям образования карстовых полостей в рифах. Армишев В. М. Гидрогеология и карстование, вып. 6, Пермь, 1975.

В статье рассмотрены условия формирования карстовых полостей в рифовых отложениях. Рифовые тела могут служить хорошими проводниками подземных вод и нефтей. Через рифогенные тела под воздействием гравитационных сил перемещаются минерализованные воды, которые участвуют в процессах доломитизации карбонатных пород. Рифы, как правило, приурочены к тектонически ослабленным зонам. В формировании трещинно-карстовых коллекторов принимает участие и эндогенная CO_2 . Закарстованные рифовые тела могут служить хорошими коллекторами нефти и газа.

Библи. 7.

УДК 551, 442 : 551,464,7

О влиянии нафтеновых кислот на образование кальцитизированных зон в карстовых коллекторах нефти. Шестов И. Н., В а в е р В. И. Гидрогеология и карстование, вып. 6, Пермь, 1975.

Нафтеновые кислоты являются значительным окислителем углеводородов. Воды хлоркальциевого и хлормагнезиевого состава плохо растворяют нафтеновые кислоты. В восстановительной среде нафтеновые кислоты образуют соли щелочных металлов, в основном нафтенаты кальция. На границе вода — нефть нафтенаты щелочных металлов выпадают в осадок, образуя вокруг нефтяных месторождений зоны кальцитизированных пород.

1 табл., библи. 7.

УДК 551.448 : 553.981/982(470.53)

Локальная корреляция разрезов скважин закарстованных толщ. В. Н. Б ы к о в, Л. Ю. Д а н и л о в а. Гидрогеология и карстование, вып. 6, Пермь, 1974.

Локальная корреляция разрезов скважин в закарстованных толщах осложнена неравномерным накоплением осадков на различных частях конседиментационных поднятий при обмелении бассейна и закарстовыванием массивов в условиях гидродинамической зональности карстовых вод в перерывы осадконакопления.

Библи. 4.

УДК 551.435.8

Природные столы и грибы карстовых районов и соляных озер. М а к с и м о в и ч Г. А., Г о р б у н о в а К. А. Гидрогеология и карстование, вып. 6, Пермь, 1975.

Описываются различные по генезису и масштабу столообразные и грибообразные формы районов распространения карбонатных пород и каменной соли. По происхождению авторы выделяют две группы. I — скульптурные денудационно-карстовые и карстовые подразделяются на три литолого-генетических типа: А) карбонатные останцовые, Б) карбонатные, бронированные некарстующимися породами, В) соляные, бронированные менее растворимыми или нерастворимыми породами. II — аккумулятивные гидрогенные представлены одним типом Г — соляными родниковыми грибами соляных озер. Приводятся данные о размерах, затрагиваются вопросы терминологии.

6 илл., Библи. 29.

УДК 551(470.53)

Условия развития карста северной части Юрюзано-Сылвенской депрессии. Е. А. И к о н н и к о в. Гидрогеология и карстование, вып. 6, Пермь, 1975.

Дается характеристика геоструктурных, литолого-фациальных и гидрогеологических условий развития карста в северной части Юрюзано-Сылвенской депрессии. Показано влияние их на распределение карстовых форм в пространстве и интенсивность карстопроявлений.

2 илл., библи. 13.

УДК 561.44(551.482.214)

Современный карст Верхнекамского соленосного бассейна. Бельтюков Г. В. Гидрогеология и карстование, вып. 6, Пермь, 1975.

Рассматриваются современные карстовые процессы в солях под воздействием природных и антропогенных факторов. Интенсивность естественных карстовых процессов оценивается по подсчитанным количественным характеристикам химического стока и денудации. Карстовые процессы, развивающиеся на месторождении под влиянием искусственных факторов, связаны главным образом с проходкой и эксплуатацией шахтных стволов и древними рассолоподъемными скважинами.

УДК 551.44(551.247.2)

Особенности карста на Эльтонском месторождении калийных солей. Морозов Л. Н., Свидзинский С. А. Гидрогеология и карстование, вып. 6, Пермь, 1975.

Дается характеристика современного и древнего карста на Эльтонском калийном месторождении. Современные карстовые процессы развиты в зоне контакта соляных и покрывающих пород, а также в верхней части гипсово-ангидритовой толщи. Древние карстовые полости вскрыты в толще гипсово-ангидритовых пород и выполнены вторичными терригенно-карбонатными образованиями.

УДК 551.448(470.56)

Гидрогеологическая характеристика карстующихся пород платформенной части Оренбургской области. Гаев А. Я., Захарова В. Я., Малкина Г. С., Пастухов Д. И., Тихоненко М. А., Бутолин А. П., Уберт Т. А. Гидрогеология и карстование, вып. 6, Пермь, 1975.

На территории Оренбургской области карстующиеся породы составляют более 70 % осадочного чехла. Они образуют водоносные комплексы: франско-турнейский, визейско-башкирский и московско-кунгурский. В статье рассмотрены гидрогеологические и гидрогеохимические особенности этих комплексов и в пределах Оренбургского газо-конденсатного месторождения выделен ряд карстовых зон (горизонтов).

Библ. 6.

УДК 551.444

Особенности водоносного горизонта верхнедевонской карстовой зоны в Пермском Прикамье. Шестов И. Н., Вавер В. И. Гидрогеология и карстование, вып. 6, Пермь, 1975.

Карстовые коллекторы широко распространены среди верхнедевонских карбонатных отложений. Они проявляются при бурении поисковых и разведочных скважин поглощением бурового раствора и провалом инструмента. Распространенность карста носит спорадический характер, установлена приуроченность карста к бортам Камско-Кинельской системы прогибов. Дебиты отдельных скважин превышают 1000 м³/сутки. Воды обогащены йодом, бромом и калием и по содержанию компонентов представляют практический интерес. Однако неравномерная водообильность пород позволяет рассматривать эту толщу, как возможно-перспективную для Поисков промышленных рассолов и для захоронения пристоков. Рекомендуется составить каталог скважин, в которых вскрыты зоны поглощений бурового раствора.

Библ. 11.

УДК 556.3(470.53)

О роли карста в формировании подземных вод зоны активного водообмена Юрюзано-Сылвинской депрессии. Е. А. Иконников. Гидрогеология и карстоведение, вып. 6, Пермь, 1975.

Показано влияние карста на формирование ресурсов, химического состава и минерализации подземных вод в различных геоструктурных обстановках Юрюзано-Сылвинской депрессии.

Илл., 1 табл., библ. 5.

УДК 551.444 : 553.7

Минеральные трещинно-карстовые воды пермских отложений Прикамья. Шестов И. Н., Шурубор А. В. Гидрогеология и карстоведение, вып. 6, Пермь, 1975.

Среди карбонатных сульфатных и галогенных нижнепермских пород широко распространены трещинно-карстовые воды с повышенной минерализацией, представляющей интерес для бальнеологии. В зоне активного водообмена состав вод обусловлен литологическим строением пород. Здесь развиты воды $\text{SO}_4\text{—Ca}$ и Cl—Na гидрохимических фаций с минерализацией до 10 г/л. В зонах затрудненного водообмена минеральные воды представлены сульфидными и йодо-бромными рассолами с минерализацией до 300 г/л и содержанием J до 30—50 мг/л, Вг — 800—1000 мг/л и H_2S — 300—1000 мг/л.

Гидрохимические особенности вод зависят от гидродинамических условий залегания водонасыщенных пород, что позволяет целенаправленно и научно-обоснованно вести геолого-поисковые работы на минеральные воды.

Библ. 11.

УДК 551.490

Классификация и типы водообильных зон. Шимановский Л. А. Гидрогеология и карстоведение, вып. 6, Пермь, 1975.

В статье даются определение водообильных зон и их классификация по величине, форме, глубинности, генезису и по количественной оценке.

Табл. 4, библ. 34.

УДК 556.3

К методике изучения водоносных трещин пород при гидрогеологическом картировании территорий с плохой обнаженностью. Е. А. Иконников.

Гидрогеология и карстоведение, вып. 6, Пермь, 1975.

На примере изучения родников в Пермском Прикамье показана возможность изучения водоносных трещин пород при гидрогеологическом картировании территорий с плохой обнаженностью по мелким ручьям и струям, вытекающим из закрытых рыхлыми отложениями родников.

1 илл., 1 табл., библ. 4.

УДК 556.3.01

Возраст глубинных вод среднеюрских отложений Жетыбай-Узеньского района на Мангышлаке. Сотников А. В. Архидьяконых Ю. В. Гидрогеология и карстоведение, вып. 6, Пермь, 1975.

В водах среднеюрских песчано-глинистых отложений Мангышлака, залегающих на глубинах 1173—2874 м, имеющих минерализацию до 200 г/л и хлоридно-натриево-кальциевый (магниевый) состав, отобрано 420 проб воды для определения содержания аргона и гелия. Абсолютный возраст этих вод составляет 113—170 млн. лет; он повышается с глубиной залегания вод. Структуры закрытого типа, к ним приурочены месторождения нефти.

УДК 013 : 55

Опыт биоаналитического исследования опубликованных работ по геологии и географии. Шесдов И. Н., Шурубор А. В. Гидрогеология и карстоведение, вып. 6, Пермь, 1975.

В статье проанализирована научная деятельность профессора Пермского университета Г. А. Максимовича, который опубликовал 435 научных и научно-популярных работ в области наук о Земле, общим объемом 342 печатных листа. Работы Г. А. Максимовича широко цитируются в советской и зарубежной научной литературе. Всего учтено 3941 цитирование в 1246 работах. Наибольшее число цитирований приходится на монографические работы «Основы карстоведения», том I и II и «Химическая география вод суши». С выходом в свет крупных монографий цитирование предшествующих им работ сокращается. Анализ научной деятельности Г. А. Максимовича позволяет охарактеризовать его как плодотворно работающего новатора.

1 илл., библи. 3.

УДК 55.061

Доктора и кандидаты наук — выпускники кафедры динамической геологии и гидрогеологии. Максимович Г. А. Гидрогеология и карстоведение, вып. 6, Пермь, 1975.

За 41 год кафедра выпустила 631 геолога, из которых 13 по заочному отделению. Диссертации защитили 33 выпускника 1936—1955 гг. из 357 или 9,2 %. Докторами наук стало 2 выпускника кафедры. Автор указывает, что опубликованные данные необходимо учитывать при приеме в аспирантуру по геологии. По кандидатским диссертациям преобладающий минимум — это 8—9 лет после окончания университета. Для того, чтобы выпускники вуза закончили аспирантуру с защитой диссертации в срок 3 года, необходимо принимать их со сданными экзаменами, в основном собранными материалами и даже с частичной публикацией по теме диссертации.

1 илл., 3 табл.

УДК 551.44.553

Полезные ископаемые и вещества пещер. Максимович Г. А. Гидрогеология и карстоведение, вып. 6, Пермь, 1975.

В пещерах карбонатного карста добывались и добываются для различных целей натёки, кристаллы и другие образования из кальцита, вмещающие полость известняки и другие карбонатные отложения, гипс, органические отложения в виде фосфоритов, селитры, мумиё, гнезд саланган, а также пещерный лёд. В настоящее время производится только добыча мраморного оникса для изготовления сувениров и мелких изделий, а исландского шпата и гипса — для оптики. Небольшую роль играют пещерные фосфориты, главным образом, как цветочное удобрение. Пещерный лёд используется в некоторых безводных карстовых горных районах для получения питьевой воды.

1 илл., библи. 28

С о д е р ж а н и е

Карстование

В. И. Быков. Роль карбонатной муки в строении карбонатных нефтегазоносных толщ	5
Г. А. Макашова, И. М. Тюрина. Роль карста в формировании карбонатных коллекторов нефти и газа Ферганской межгорной впадины	20
В. Н. Быков, Л. Ю. Данилова, М. А. Эсмантович. Распределение емкостных свойств коллекторов на локальных поднятиях как показатель проявления карста	27
В. М. Армишев. К условиям образования карстовых полостей в рифах	32
И. Н. Шестов, В. И. Вавер. О влиянии нафтеновых кислот на образование кальцитизированных зон в карстовых коллекторах нефти	34
В. Н. Быков, Л. Ю. Данилова. Локальная корреляция разрезов скважин закарстованных толщ	38
Г. А. Максимович, К. А. Горбунова. Природные столы и грибы карстовых районов и соляных озер	41
Е. И. Иконников. Условия развития карста северной части Юрюзано-Сылвенской депрессии	51
Г. В. Бельтюков. Современный карст Верхнекамского соленосного бассейна	56
Л. Н. Морозов, С. А. Свидзинский. Особенности карста на Эльтонском месторождении калийных солей	60

Гидрогеология и гидрология карста

А. Я. Гаев, В. Я. Захарова, Г. С. Малкина, Д. И. Пастухов, М. А. Тихоненко, А. П. Бутолин, Т. А. Уберрт. Гидрогеологическая характеристика карстующихся пород платформенной части Оренбургской области	63
И. Н. Шестов, В. И. Вавер. Особенности водоносного горизонта верхне-девонской карстовой зоны в Пермском Прикамье.	67
Е. А. Иконников. Роли карста в формировании подземных вод зоны активного водообмена Юрюзано-Сылвенской депрессии	70
И. Н. Шестов, А. В. Шур убор. Минеральные трещинно-карстовые воды пермских отложений Прикамья	72
К. А. Горбунова. Геолого-гидрогеологические условия развития карста галогенных формаций на территории Европейской части СССР	77

Г. А. Максимович, Е. А. Кротова. Активность карстовых процессов на Урале и в Предуралье	78
И. М. Тюрин а. Гидрогеологические особенности карбонатных коллекторов зоны активного водообмена в районе передовых складок Урала	79
И. Н. Шестов, В. А. Шардаков, Ю. А. Шил я ев. Бром-йодные воды трещинно-карстовых коллекторов окско-башкирского карбонатного водонефтегазозонного комплекса Прикамья.	81
В. С. Б а к ш у т о в, Н. С. Гаврилова. О формировании химического состава трещинно-карстовых вод в Средне-Вишерском карстовом районе	84
Л. А. Шимановский, Э. В. К у н ц. Мощностъ зоны пресных вод в карстовой области Уфимского плато	86
Г. К. Михайлов. Роль литологических условий в формировании подземного стока районов карбонатного и сульфатного карста Уфимского плато	87
В. И. Мартин. Карст и карстовые воды внешней зоны складчатого Урала в пределах Башкирии	88
В. П. М е л е ш и н. Подземные воды закарстованных неогеновых карбонатных отложений Крыма	90
М. К. Ка з а н б е в, М. К. Курбанов. Минеральные трещинно-карстовые воды Дагестана и пути их рационального использования	91
А. В. Солнцев. Трещинно-карстовые воды Южного Казахстана	92
Х. И. Валиев, М. М. Маматкулов, Р. Ишанкулов, А. Алимов, Г. Т. Турсунов. Трещинно-карстовые воды Нуралинско-Кызылкумских поднятий.	93
Ю. В. Архидьяконски х, В. Б. Колпаков, А. В. Сотников. Карст и карстовые воды Каспийско-Аральского района	94
В. П. Костарев, Р. Ф. Абдрахманов. К характеристике трещинно-карстовых вод казанского водоносного комплекса в Западной Башкирии	96
Е. А. Душников. К характеристике химического состава речных вод карстовых районов Урала и прилегающих равнин	97
Л. А. Шимановский, В. С. Бакшут о в. К вопросу формирования химического состава рек Средне-Вишерского карстового района	98
К. Г. Бутырина. Гидрохимические профили малых рек и карстовых озер центральной части Пермской области	100
Р. В. Я щ е н к о. К вопросу о характере водного баланса карстовых озер	101
Ю. И. Х е й н с а л у. Исчезающие реки Северной Эстонии	103
В. Б. Михно. Карстовые источники и озера Средне-русской возвышенности	104
А. М. Маринин. Реки и озера Алтайской карстовой области.	105
Гидрогеология	
Л. А. Шимановский. Классификация и типы водообильных зон	107
Е. А. Иконников. К методике изучения водоносных трещин при гидрогеологическом картировании территорий с плохой обнаженностью	120
А. В. Сотников, Ю. В. Архидья конских. Возраст глубинных вод среднеюрских отложений Жетыбай-Узеньского района на Мангышлаке	123

Карстовые коллекторы и их нефтегазоносность

А. М. Кропачев. Процессы формирования карбонатных коллекторов на стадии диагенеза	124
Н. Б. Валитов, Е. Ф. Станкевич. О характере гипергенных процессов в сульфатно-карбонатных комплексах в связи с формированием сернистых нефтей	126
В. Ф. К о з я р, В. А. К у з н я н н ы й, Л. И. Фарыга. Оценка насыщенности закарстованных коллекторов	127
Я. Н. Перькова, И. Г. Крем лев а. Влияние вещественного состава на образование вторичной пористости в карбонатных породах на примере ряда нефтегазоносных районов СССР (Поволжье, Коми АССР и др.)	128
Т. А. Шевченко, Г. А. Казенкина, Н. Н. Б и р л л о. Формирование карбонатных коллекторов в продуктивных горизонтах девона Припятского прогиба .	129
Г. А. Казенкина, Л. А. Демидович, И. В. Назарова. Карстовые процессы в сульфатно-карбонатных отложениях верхнего девона Припятского прогиба	130
А. М. А р м и ш е в. О геологической неоднородности в карбонатных карстовых коллекторах башкирского яруса Чутырско-Киенгопского месторождения нефти Удмуртской АССР.	131
Н. Г. Куликова. Остаточная нефтенасыщенность закарстованных карбонатных коллекторов Оренбургского конденсатного месторождения	132
Н. И. Комарова. Этапы карстообразования в карбонатных породах осинского горизонта Марковского месторождения	133
Полезные ископаемые карстовых впадин и полостей	
Г. А. Максимович, В. П. Костарев. О некоторых закономерностях формирования и распространения полезных ископаемых карстовых полостей и впадин Урала и Приуралья.	134
Л. Д. Файзуллин, В. Н. Карас.ев. Опыт применения морфоструктурного анализа для выявления закарстованных зон в карбонатных отложениях	136
В. А. Г а р я н о в, Н. А. Васильева, Ю. И. А г а н и н. Карст Аккермановского месторождения железных руд	137
И. С. Степанов. Роль карстовых промежуточных коллекторов в формировании-месторождений алмазов на- западном склоне Урала	138
Г. Н. Сычкин. Об особенностях поисков алмазов в карстовых районах западного склона Урала	139
Воды и полезные ископаемые пещер	
Г. А. Максимович. Полезные ископаемые и вещества пещер	140
З. С. Султанов, М. А. Абдужабаров.О мраморном ониксе карстовых пещер	150
М. М. Маматкулов, И. И. Атаджанов. Новые данные о пещерах с мумиё в некоторых районах Узбекистана	151
М. М. Маматкулов, М. Ю. Юсу-пов, К. Р. Арипов, М. А. Хашимов. О пещерных реках и озерах Узбекистана	151
Г. Н. Панарина. Генетические типы подзем-ных озер Пермской области	158

В. Н. Д у б л янский. Газовый состав воздуха в карстовых пещерах и шахтах Горного Крыма	159
Наукометрия	
И. Н. Шестов, А. В. Шур у бор. Опыт бионаукометрического исследования опубликованных работ по геологии и географии	162
На кафедре динамической геологии и гидрогеологии	
Г. А. Максимович. Доктора и кандидаты наук — выпускники кафедры динамической геологии и гидрогеологии	173
Хроника	
Кунгурское агрогеохимическое совещание	182
Рецензии	
Важнейшие карстовые районы Северного полушария	184
Спелеологический вестник	187

CONTENTS

Karstology

V. N. Bykov. The role of carbonate meal in the structure of carbonate oil and gas — bearing — stratums	5
G. A. Maximovich, I. M. Tyurina. Karst role in forming of carbonate collectors of oil and gas of the Fergansky intermountain area	20
V. N. Bykov, L. J. Danilova, M. A. Esmontov. Distribution of the capacity properties on the local rises as a demonstration of karst manifestation	27
V. M. Armišev. To the condition of the formation karst cavities in reefs	32
I. N. Shestov, V. I. Vaver. The influence of naphthenic acids on the formation of calcitized zones in the karst oil collectors. 34 V. N. Bykov, L. J. Danilova. Local correlation of well logs of karsted stratas	38
G. A. Maximovich, K. A. Gorbunova. Natural tables and mushrooms of karst regions and salt lakes	41
E. I. Ikonnikov. Conditions of karst development in the northern part of Jurjuzano — Sylvenskaya depression	51
G. V. Beltyukov. Modern karst of Upper — Kama saltbearing basin	56
L. N. Morozov, S. A. Svidzinskyy. Karst peculiarities on the Elton deposit of potassium salt	60

Hydrogeology of karst

A. I. Haev, V. I. Zakharova, G. S. Malkina, D. L. Pastukhov, M. A. Tikhonenko, T. A. Ubert, A. P. Butolin. Hydrogeological characteristic of karsting rocks of platform part of Orenburg region	63
I. N. Shestov, V. I. Vaver. Peculiarities of Upper — Devonian karst zone aquifer in Permian Prikamye	67
E. A. Ikonnikov. Karst role in the formation of underground waters of active water exchange zone in Jurjuzano — Sylvenskaya depression	70
I. N. Shestov, A. V. Shurubor. Mineral fracture — karst waters of Permian deposits of Prikamye	72

Hydrogeology

L. A. Shimanovsky. Classification and types of water zones	107
E. A. Ikonnikov. To the method of study of waterbearing joints when hydrogeological mapping of bad exposed territory	120
A. V. Sotnikov, I. V. Arkhid'yakovskikh. The age of internal waters of middle Jurassic deposits of Getyby — Uzelsky region on Mangyshlak	123

Sciencemetry

I. N. Shestov, A. V. S h u r u b o r. Experience of bioscience- metral investigation of published works on geology and geography 162

On the chair of dynamic geology and hydrogeology

G. A. Maximovich. Doctors and candidates of science graduates of of the chair of dynamic geology and hydrogeology . 173

Chronicle

Kungur agrogeochemical conference 182

Reviews

The most important karst regions of the northern hemisphere 184

Speleological herald 187

ЛБ06864

Подписано к печати 19/ХІМ975 г.
Ф-т 60Х901/16- Объем 12,5 п. л. Тир. 800 экз.
Цена 1 р. 50 к.

Пермь, Коммунистическая, 57, книжная типография № 2. Зак. 882.