

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И КАРСТОВЕДЕНИЕ

ПЕРМЬ. 1971



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

HYDROGEOLOGY
AND
KARSTOLOGY
N 4

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

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И КАРСТОВЕДЕНИЕ

ВЫП. 4

ПЕРМЬ – 1971

Редакционная коллегия:

проф. Г. А. Максимович (председатель), проф. И. А. Печеркин, доц. К. А. Горбунова, доц. Л. А. Шимановский, инж. И. М. Тюрина (ученый секретарь).

Ответственный редактор проф. И. А. Печеркин.

*КАРСТОВЕДЕНИЕ**Г. А. Максимович, И. И. Енцов***О КАРСТОВЫХ КОЛЛЕКТОРАХ ВЕРХНЕДЕВОНСКОЙ
КАРБОНАТНОЙ ТОЛЩИ ПЕРМСКОГО ПРИКАМЬЯ**

Региональная Нефтегазоносность карбонатных отложений верхнего девона в Урало-Поволжье, а также получение первых промышленных притоков нефти из них в Пермском Прикамье, указывают на необходимость изучения их коллекторских свойств.

В карбонатной толще верхнего девона, наряду с первично-поровыми и трещинными, широко развиты карстовые коллекторы. В разрезах сводового и бортового типов они, очевидно, преобладают [1, 2, 3]. Наличие карстовых коллекторов устанавливалось по поглощениям бурового раствора, провалам инструмента, керну и результатам промыслово-геофизических исследований скважин [1, 2].

Полные и сильные поглощения раствора и провалы инструмента при бурении скважин наблюдались на Майкорской, Чермозской, Краснокамской, Лобановской, Кыласовской, Осинской, Беляевской, Таныпской, Гожано-Быркинской, Москудьинской, Шумовской, Ножовской, Дороховской, Чайкинской и других площадях. О емкости карстовых коллекторов описываемой толщи говорят интенсивность поглощения и характер осложнений при бурении, связанных с поглощением. Приведем несколько примеров подобных осложнений.

В скв. 6 Майкорской площади на глубине 2055 м произошел провал инструмента, после чего прекратилась циркуляция бурового раствора. Коэффициент поглощательной способности после вскрытия всей кавернозной зоны достигал 80. С целью восстановления циркуляции в скважину было заброшено 6 м³ хвой, 15 м³ опила, произведена заливка быстросхватывающейся смеси (БСС). Поглощение ликвидировать не удалось. Затем было заготовлено 500 м³ глинистого раствора и произведен намыв инерт-

ных материалов: песка речного 24 м^3 , навоза 18 м^3 , шлама 8 м^3 , после чего произведена закачка БСС. Поглощение, однако, ликвидировано не было. Из-за невозможности восстановить циркуляцию скважина добурилась без выхода раствора.

Скв. 24 Майкорской площади после полного ухода раствора на глубине 2095 м бурилась без его выхода. Коэффициент поглощения равнялся 11. Многочисленные цементачи и заливки зоны поглощения нефтебентонитовыми пастами не восстановили циркуляцию. Бурение прекратили на глубине 2115 м, так и не достигнув проектной отметки. На изоляцию зоны затрачено 720 часов.

В скважине 1 Чермозской площади полное поглощение раствора отмечено на глубине 2204 м. При дальнейшем бурении наблюдались провалы инструмента на 0,5–4 м. Для ликвидации поглощения установлено несколько цементных мостов с общим расходом цемента в 25 т. Циркуляция восстановлена не была. При достижении глубины 2136 м произведены две заливки алебастрово-цементной смеси. Циркуляция была восстановлена.

В скв. 3 «в» Краснокамской площади в интервале 1740–1750 м наблюдался полный уход раствора. При опробовании скважины на указанных глубинах получен приток пластовой воды дебитом $2828 \text{ м}^3/\text{сутки}$ при динамическом уровне 230 м.

В скв. 4 Осинской площади сильное поглощение раствора началось на глубине 1761 м, которое с 1782 м перешло в полное. Коэффициент поглотительной способности превышал 40. Без выхода раствора пробурен интервал 1782–4827 м. Для ликвидации ухода произведены три заливки тампонажного цемента и три заливки гелецементной смеси. Предварительно, до закачки геле-цемента, в скважину заброшено 10 м^3 хвой и 5 м^3 опила. На приготовление геле-цементной смеси израсходовано 40 т цемента, 10 м^3 опила, 15 м^3 бентонитового порошка. Все работы по восстановлению циркуляции раствора окончились безрезультатно. Дальнейшее бурение на скважине было прекращено.

В скважине 13 Шумовской площади полный уход раствора отмечен на глубине 1777 м. Интервал 1777–1795 м пробурен без выхода раствора. Коэффициент поглощения превышал 25. При борьбе с поглощением произведено 7 заливок тампонажного цемента, алебастрово-соляровой и алебастрово-цементной смесей, намыв песка. Ликвидировать поглощение не удалось. В интервале 1749–1795,2 м была произведена откачка для определения водопритока. Приток воды при одном из режимов откачки равнялся $1032 \text{ м}^3/\text{сутки}$. Возможный дебит при динамическом уровне 400 м составляет $7200 \text{ м}^3/\text{сутки}$ [7].

Отложения верхнедевонской карбонатной толщи слабо охарактеризованы керновым материалом. В имеющемся керне встречаются пористо-кавернозные участки и стилолиты [2].

Данные промыслово-геофизических исследований позволили выделить и прокоррелировать в толще отдельные проницаемые зоны, которые в разрезах сводового и бортового типов имеют типичные характеристики карстовых коллекторов [1, 2, 8], что у многих исследователей не вызывает сомнений.

В разрезах же впадинного типа карст в наиболее типичных формах, видимо, не проявлялся. Здесь в верхнедевонских карбонатных отложениях не зафиксирован ни один случай поглощения бурового раствора и провала инструмента. Особенности строения пород в пределах Камско-Кинельской системы прогибов, а также фациальные условия были неблагоприятны для

развития карста. Сильная обогащенность отложений кремнистым материалом создает возможность развития здесь трещинных коллекторов.

Помимо типичных карстовых форм, в верхнедевонской карбонатной толще широко развиты вторичная пористость и Кавернозность, обусловленные процессами выщелачивания при доломитизации и перекристаллизации. Доломиты в рассматриваемой толще формировались как путем селективного выщелачивания кальцита, так и метасоматическим путем. При селективном выщелачивании кальцита карбонатные породы обогащались MgO , нерастворимым остатком и становились более пористыми. Вторичная пористость и Кавернозность метасоматически доломитизированных известняков возникла путем выщелачивания гипса, ангидрита, а затем и карбонатных минералов [2, 5, 6].

Карстовые коллекторы в верхнедевонской карбонатной толще развиты не только в Пермском Прикамье, но и в ряде других районов Волго-Уральской области [2]. Промышленная Нефтегазоносность верхнедевонских карбонатных отложений установлена во многих районах Урало-Поволжья и примыкающей с севера к Пермскому Прикамью Тимано-Печорской провинции [2, 3, 4, 8].

Девонские карбонатные отложения в Пермском Прикамье опробованы в небольшом числе скважин. Промышленные притоки нефти получены на Дороховской и Беляевской площадях [8].

Благоприятные геологические и гидрогеологические условия, обилие нефтепроявлений, региональная Нефтегазоносность на землях, примыкающих с севера и юга к Пермскому Прикамью, а также получение первых промышленных притоков в Пермской области, позволяют рассматривать карбонатные отложения верхнего девона в Пермском Прикамье как перспективные для поисков нефти и газа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Енцов И. И. О выделении палеокарстовых коллекторов в Пермской области методами промысловой геофизики. Тр. ВНИГНИ, вып. 46, Недра, 1965.
2. Енцов И. И. Перспективы нефтегазоносности карстовых коллекторов верхнедевонской, турнейской и визейской карбонатных толщ Пермского Прикамья. Канд. дисс. Пермь, 1967.
3. Максимович Г. А., Армишев В. М. Палеокарстовые коллекторы нефти и газа. Гидрогеология и карстоведение, вып. 1, Пермь, 1962.
4. Максимович Г. А., Енцов И. И. Нефтегазоносность карбонатных коллекторов, ч. 1. Зарубежные страны. Гидрогеология и карстоведение, вып. 3, Пермь, 1966.

5. Максимович Г. А., Енцов И. И. О доломитизации путем селективного выщелачивания кальцита из карбонатных пород. Тр. ВНИГНИ, вып. 65, Пермь, 1968.
5. Максимович Г. А., Енцов И. И. Формирование вторичной пористости и кавернзности при метасоматической доломитизации известняков Пермского Прикамья. Геология нефти и газа, № 11, 1968.
6. Марков Н. Н., Абашев Ш. В. О проявлении древнего карста в связи с разведкой на нефть Шумовской площади. Тр. ВНИГНИ, вып. 46, Недра, 1965.
7. Шаронов Л. В., Енцов И. И. Новые данные о коллекторских свойствах и нефтеносности карбонатных отложений верхнего девона и турнейского яруса в Пермской области. Нефтегазовая геология и геофизика, текущая информация, № 17, 1968.

Институт карстоведения и спелеологии

*Е. И. Вохмянина, К. А. Горбунова, Ю. А. Ильиных,
А. В. Никулин, И. И. Черткова*

**ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ ЗАКАРСТОВАННОСТИ
ПУТЕМ ДЕШИФРИРОВАНИЯ МАТЕРИАЛОВ
АЭРОФОТОСЪЕМКИ (на примере Уфимского плато)**

При геологическом дешифрировании материалов аэрофотосъемки и морфометрических исследованиях, проводившихся в ю.-в. части Пермской области на Дороховском и Шуртанском участках Уфимского плато с целью выявления площадей, перспективных для поисков локальных структур, попутно фиксировались и карстовые формы.

По условиям дешифрируемости исследуемая территория в схеме районирования Урала, Зауралья и Предуралья входит в седьмую группу районов [8]. Эта группа отличается в общем неблагоприятными условиями геологической дешифрируемости аэрофотоснимков. Геологическая информация дешифрируется в виде редких фрагментов, однако, наиболее крупные карстовые формы рельефа фиксируются даже на залесенных массивах.

Дешифрирование аэроснимков проведено на площади свыше 1000 км². Слабая обнаженность и пологое залегание пород, их цветное однообразие не позволяют проследить литологические контакты или их трассирование на фотограмметрических приборах. В результате дешифрирования и морфометрических исследований [22], целью которых было выявление ландшафтных аномалий и связанных с ними структурных элементов, составлены схемы расположения карстовых воронок, явного остаточного рельефа, гидрографической сети, базисных поверхностей 2, 3 и 4-го порядков, разности между базисными поверхностями 2-го и 4-го порядков, структурно-тектонических условий и другие.

Масштаб снимков позволил при стереоскопическом рассмотрении выявить на открытых территориях карстовые формы диаметром свыше 2 м (при 2,5-кратном увеличении). На залесенных участках небольшие карстовые формы не дешифрируются.

Наибольшие плотности карстовых форм на Дороховском и Шуртанском участках наблюдаются в верховьях логов и рек: Сухой Телес у с. Алтынное, Верхний Бартым, Сарс между пос. Сарс и устьем р. Каменка, Кундарыш, Шуртан в районе д. Верх-Шуртан. Наиболее сильно карст развит в западной части Дороховского участка на площадях распространения ольховской брекчии.

На основе имеющегося материала путем сопоставления ряда составленных схем авторы пытаются выявить закономерности распространения карста, установить связь его с тектоническими элементами и ландшафтными аномалиями на Шуртанском участке. Этот участок относится, в основном, к бассейну р. Шуртан, впадающей слева в р. Иргину. В ю-в. части его начинается правый приток р. Уфы – Большая Сарана с Малой Сараной и Черной. В ю-з. угол заходят верховья р. Сарс и ее притока р. Чад, относящихся также к бассейну р. Уфы (рис.).

Шуртанский участок сложен карбонатными породами артинского (иргинская и камайская свиты, саргинские и сылвинские рифы и шуртанская межрифовая свита) и кунгурского (филипповский горизонт) ярусов [15, 16].

Иргинская свита представлена серыми, местами сильно окремнелыми с глинистыми прослоями, фузулиновыми известняками. Камайская свита мощностью 60–80 м состоит из окремнелых, прослоями доломитизированных, известняков с пропластками мергелей, которые часто замещаются глинистыми органогенными известняками.

В верховьях рек Шуртана, Большой и Малой Сараны встречаются сылвенские водорослевые рифы линзообразной или пластообразной формы мощностью до 20, иногда 30–40 м. Ядро рифов сложено массивными светло-серыми известняками, в краевых частях темноокрашенными неясно слоистыми, слабо глинистыми. Сылвинские рифы облекаются слоистыми глинистыми известняками шуртанской свиты мощностью 5–20 м [15].

Филипповский горизонт мощностью до 80 м подразделен на три пачки. Нижняя петропавловская пачка представлена серыми доломитами и желтовато-серыми известняками с оолитовой структурой. Залегающая выше усть-каменская пачка в нижней части состоит из белых и светло-серых тонкослоистых

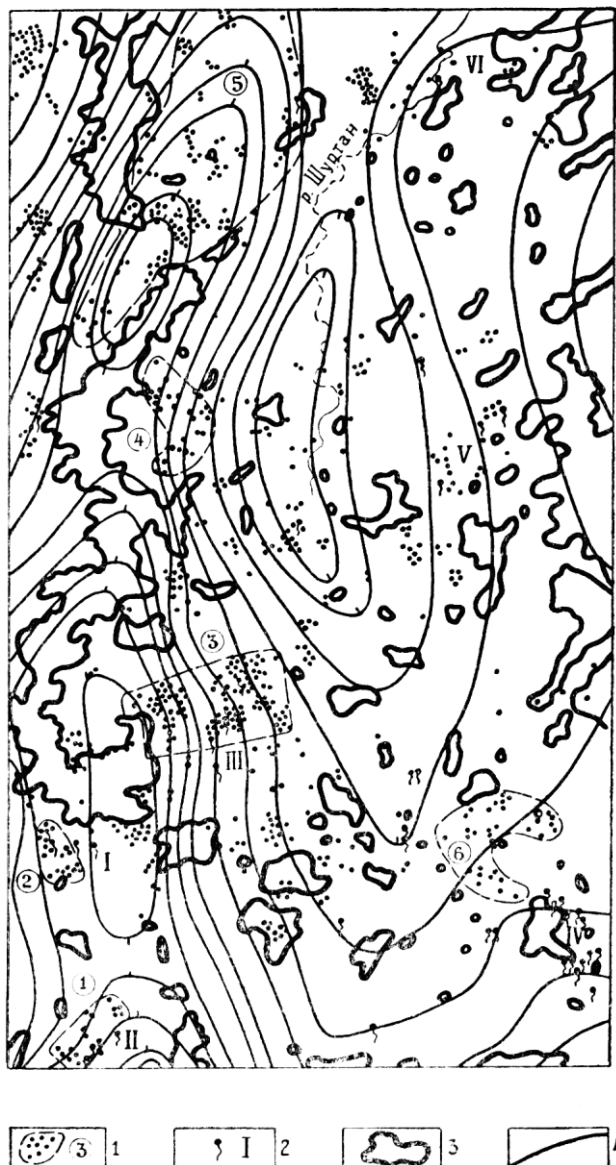


Рис. Схема сопоставления степени закарстованности с элементами тектоники и остаточным рельефом на Шуртанском участке Уфимского плато: 1 – поля карстовых воронок и их номера, 2 – карстовые источники, 3 – явный остаточный рельеф, 4 – стратоизогипсы кровли сакмарского яруса

плитчатых доломитов с редкими прослоями известняков. Вверх по разрезу доломиты сменяются темно-серыми окремнелыми плитчатыми известняками. В верхней части пачки распространены тонкоплитчатые доломиты с прослоями псевдооолитовых известняков. Верхняя михинская пачка складывается коричневыми и желтовато-серыми известняками с характерной бугристой поверхностью напластования.

Артинские отложения выходят на поверхность в долинах рек и в суходолах, а также вскрыты скважинами. Скважина, пробуренная Уралгидроэкспедицией на левом берегу р. Шуртан в д. Верх-Шуртан, вскрыла: 1) щебенку и гальку окремнелых известняков мощностью 2,9 м, 2) известняк светло-серый органогенно-обломочный, глинистый, с увеличивающейся вниз степенью окремнения – 12,1 м, 3) известняк серый, детритусовый, массивный, неравномерно окремнелый, с маломощными прослоями глинистого битуминозного известняка – 60 м (камайская свита), 4) известняк серый, фузулинидовый, с редкими прослоями глинистого битуминозного известняка – 55,4 м (иргинская свита).

Скважина, расположенная в 8 км восточнее д. Верх-Шуртан в логу, вскрывает: 1) суглинок с гравием и щебнем – 0,9 м, 2) щебнистый элювий известняка – 2,8 м, 3) известняк серый, кремнистый, с прослоями глинистого органогенно-детритусового известняка, участками кавернозный – 35,8 м, 4) известняк серый, органогенно-детритусовый, неравномерно окремнелый – 13,1 м (камайская свита), 5) известняк серый, органогенно-обломочный, участками глинистый, с прослоями фузулинидового известняка – 73,2 м (иргинская свита).

Филипповские отложения слагают междуречные пространства. На пермских породах небольшими пятнами залегают неогеновые пески и глины. Коренные породы покрыты четвертичными элювиальными, элювиально-делювиальными и аллювиальными отложениями небольшой мощности.

На структурной карте по кровле сакмарского яруса, составленной геологами геолого-поисковой конторы Управления буровых работ по состоянию на 1/І-1971 г., в западной части Шуртанского участка выделяется Шуртанская приподнятая зона, осложненная тремя небольшими брахиантиклиналями протяженностью до 11 км при ширине до 2,5 км. Восточная часть участка занята брахисинклиналью с более крутым западным и пологим, примыкающим к структурно-приподнятой зоне, восточным крыльями.

Уфимское плато, в центральной части которого расположен Шуртанский участок, характеризуется значительной амплитудой неотектонических поднятий, достигающей 200–250 м [9,

18]. Здесь проявляются как региональные, так и дифференцированные движения. Интенсивное воздымание Уфимского плато началось в конце неогена. Морфометрические исследования показали, что изучаемая территория характеризуется интенсивными восходящими неотектоническими движениями и преимущественно прямым отражением в рельефе тектоники [3, 4]. Это обусловлено унаследованным развитием локальных тектонических структур в неоген-антропогеновое время. Наибольшие поднятия установлены для Дороховского вала и Шуртанской приподнятой зоны. Восточнее Шуртанского участка проходит Красноуфимская зона новейших поднятий. По данным повторного нивелирования [17] скорость современного поднятия Уфимского плато ($2,7 \text{ мм/год}$) значительно выше, чем на прилегающих участках Предуральяского прогиба ($1,4 \text{ мм/год}$).

Вдоль восточной окраины Уфимского плато многие исследователи проводят зону повышенной тектонической трещиноватости. Наряду с продольными зонами нарушений установлен и ряд широтных зон [1, 21].

С неотектоническими движениями земной коры и вызванными ими трещинными нарушениями связана активизация карстовых процессов на Уфимском плато [7, 10]. Велика роль этих движений в формировании поверхностного и подземного стока. На участках интенсивного воздымания часто наблюдается отсутствие постоянных водотоков на земной поверхности. Здесь происходит усиленная инфильтрация атмосферных осадков и резкая концентрация подземного стока в наиболее трещиноватых зонах. Области дренирования таких зон отличаются наличием родников с дебитом от нескольких десятков до нескольких сотен л/сек [13, 14].

Исследуемая территория находится в пределах карстовой области Уфимского плато Приуральской карстовой провинции [6, 10, 11]. Уфимское плато является областью питания водоносного комплекса кунгурско-артинских карбонатных толщ [2, 19–21]. Плато относится к территориям с сезонным (преимущественно весенним и осенним) типом умеренного питания подземных вод атмосферными осадками, к классу дренированных областей [13]. Здесь установлен VI тип гидродинамического профиля [12, 13].

Гидрогеологический водораздел на Шуртанском участке проходит западнее долины р. Шуртан. Карстовые воды дренируются суходолами, речными долинами или трещинными закарстованными поддолинными зонами.

Река Шуртан – типичная малая карстовая река карстовой области Уфимского плато. Она начинается в пределах небольшой брахиантиклинали, осложняющей Шуртанскую приподня-

тую зону, затем долина ее простирается вдоль оси брахисинклинали. Здесь в долину справа и слева впадают суходолы. Постоянный водоток появляется ниже выхода крупных источников у д. Шуртан. Место выхода родников соответствует приподнятой части, разделяющей две небольшие брахисинклинали.

На данной территории выделяется шесть групп карстовых источников: I – Сарсинская в верховьях р. Сарс пятого и шестого классов, II – Чадская пятого и шестого классов, III – Верх-Шуртанская – преимущественно шестого класса, IV – Саранинская – преимущественно четвертого класса, V – Казьямшская – преимущественно шестого класса, VI – Шуртанская третьего и четвертого классов с дебитом до 147 л/сек [13, 14]. Классы источников даны по Г. А. Максимовичу [12].

Источники I–III групп, относящиеся по дебиту к пятому и шестому классам, приурочены к крыльям небольших брахиантиклиналей в пределах Шуртанской приподнятой зоны. Они имеют сравнительно небольшие области питания.

Наиболее водообильны Шуртанская и Саранинская группы источников, расположенные на пологом восточном крыле брахисинклинали по периферии Красноуфимской зоны новейших поднятий. Концентрированный выход карстовых вод здесь может быть связан с большой площадью области питания их, наличием трещинных нарушений, а также, вероятно, барражей рифовых, кремне-глинистых или глинистых межрифовых карбонатных толщ.

Области питания выделенных групп родников закарстованы. По данным аэрофотосъемки на Шуртанском участке зафиксировано 732 воронки. Воронки группируются в поля, которые сосредоточены в верховьях карстовых долин или на их склонах. Они отсутствуют или встречаются очень редко в пределах элементов явного остаточного рельефа (рис.). Это позволяет сделать вывод, что последние сложены более устойчивыми по отношению к процессам выветривания кремневыми или глинистыми, слабо или некарстующимися разностями карбонатных пород.

Наиболее закарстована Шуртанская зона поднятий. Здесь плотность в отдельных полях достигает 10–13 вор/км².

Поле	Плотность, вор./км ²
1. Чадское	6,4
2. Сарсинское	12,7
3. Верх-Шуртанское	10,8
4. Порозовское	6,2
5. Кундарышское	3,1

Осевая часть и пологое восточное крыло Шуртанской брахисинклинали закарстованы в меньшей степени. Здесь наибольшую плотность – 5 вор/км^2 – имеет Саранинское поле (6) с характерной дугообразной в плане формой.

Поля с значительными плотностями воронок совпадают с ландшафтными аномалиями, выделенными по остаточному рельефу: Мошкинской, Порозовской, Верх-Шуртанской, Казьямшской и Саранинской. Можно предположить, что эти аномалии отражают или структурные поднятия, или структуры облекания рифов.

Подсчитанные по данным аэрофотосъемки плотности воронок являются явно заниженными. Для сравнения приведем данные о закарстованности Верх-Шуртанского поля, вычисленные В. В. Табаковым по материалам съемки, проведенной Уралгидроэкспедиций в 1969 г. В верховьях р. Шуртан на площади $10,25 \text{ км}^2$ описано 155 воронок, из них конусообразных – 103, чашеобразных – 21, сложных – 20, блюдцеобразных – 11. Средняя плотность составляет $15,1 \text{ вор/км}^2$, площадной коэффициент закарстованности – 0,37 %, коэффициент карстовой денудации – 14,8 мм. Около 80 % воронок имеют диаметр менее 15 м. Глубина 56 % воронок не более 2 м, 34 % – от 2 до 4 м и остальных 10 % – более 4 м.

Путем статистической обработки данных о глубине 826 воронок установлено, что на локальных поднятиях глубина их увеличивается.

Учитывая среднюю и максимальные плотности, а также данные о диаметрах и глубинах карстовых воронок, можно сделать вывод, что Шуртанский участок относится к районам с невысокой интенсивностью развития карбонатного карста. Здесь отмечается наибольшая закарстованность положительных структур, в пределах которых проявляются унаследованные неотектонические движения. Подобная связь была установлена и для других районов Пермской области [5]. Она объясняется увеличением трещиноватости или в некоторых случаях уменьшением мощности покровных некарстующихся пород в пределах активных поднятий.

Выявление более четкой связи степени закарстованности с различными типами структур осложняется наличием в толще карстующихся пород рифовых массивов, кремнистых и глинистых разностей известняков.

Сильно закарстованные участки являются областями питания карстовых источников. Несомненно существует связь между размерами структур, степенью их расчлененности, а следовательно, и площадями питания карстовых вод, степенью их закарстованности и дебитами источников. На малых актив-

ных, сильно (расчлененных и закарстованных (поднятиях источники имеют небольшие дебиты, в то время как периферические части крупных поднятий, осложненные разрывными нарушениями, выделяются как водообильные зоны.

Интересно уточнение связи между формой карстовых полей в плане и типами ландшафтных аномалий. Карстовые поля на аномалиях, совпадающих с новейшими поднятиями, имеют овальную или неправильную форму. Поля на аномалиях, приуроченных к рифам, отличаются дугообразными контурами.

При изучении тектонических условий путем геологического дешифрирования материалов аэрофотосъемки, а также морфометрическими методами, несомненно необходимо учитывать степень закарстованности территорий и водообильность зон разгрузки карстовых вод. Для более полной картины связи закарстованности с различными тектоническими элементами необходимо проведение подобного анализа на больших территориях. Как показал опыт изучения ряда карстовых районов Пермской области [5, 7], наиболее эффективные результаты дает сочетание дешифрирования материалов аэрофотосъемки с детальным полевым исследованием карста на наиболее интересных ключевых участках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буданов Н. Д. Гидрогеология Урала. Изд-во «Наука», М., 1964.
2. Булдаков Б. А. Карстовые воды артинских отложений центральной части Уфимского плато. Карст Урала и Приуралья, Пермь, 1968.
3. Вохмянина Е. И. Проявление неотектоники в рельефе Прикамья и ее связь с палеозойскими структурами. Проблемы неотектоники, М., 1964.
4. Вохмянина Е. И., Никулин А. В., Данилевич А. А. Некоторые результаты применения морфометрического метода для выявления тектонических структур в Пермской области. Тезисы докл. Актюбин. совещ. по применению геоморфол. методов при нефтегазописковых работах. М., АН СССР, 1964.
5. Горбунова К. А. Карст приустьевой части р. Чусовой. Уч. зап. Перм. ун-та, т. X, вып. 2, 1956.
6. Горбунова К. А. Районирование карста Пермской области. Тезисы докл. на совещ. по изуч. карста, вып. 9, М., 1956.
7. Горбунова К. А. Особенности гипсового карста. Пермское книжное изд-во, 1965.
8. Жученко А. Г., Стихин Ю. К. Геологическое дешифрирование аэроснимков Урала, Зауралья и Предуралья. Методические указания. Свердловск, УТГУ, 1967.
9. Карта новейшей тектоники СССР, масштаб 1:5 000 000, под редакцией Н. И. Николаева и С. С. Шульца, 1959.
10. Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области. Пермь, 1958.
11. Максимович Г. А., Горбунова К. А. Типы карста Урала. В кн. «Типы карста в СССР». Изд-во «Наука», М., 1965.
12. Максимович Г. А. Основы карстведения, т. 1. Пермь, 1963.

13. Михайлов Г. К., Булдаков Б. А., Иванов М. И. Режим карстовых родников в центральной части Уфимского плато. Вопросы карстоведения, Пермь, 1969.
14. Михайлов Г. К., Тюрина И. М., Булдаков Б. А. Удельный приток карстовых вод в дрены как показатель структурно-тектонических условий. Карст Урала и Приуралья, Пермь, 1968.
15. Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрюзано-Сылвинской депрессии. Гостоптехиздат, 1949.
16. Порфирьев Г. С. Нижнепермские отложения Волго-Уральской области. Тр. ВНИГРИ, вып. 209, Гостоптехиздат, 1963.
17. Сетунская Л. Е. Особенности современных тектонических движений Русской платформы и Урала. Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. Изд. АН СССР, М., 1961.
18. Сигов В. А. Карта новейшей тектоники Урала. В кн. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». Изд-во «Недра», М., 1967.
19. Шимановский Л. А. Подземные воды сельскохозяйственных районов юго-востока Пермской области и возможности их использования. Пермское книжн. изд-во, 1958.
20. Шимановский Л. А. Изучение карста при мелкомасштабных гидрогеологических съемках на примере Уфимского плато и прилегающих территорий. Методика изучения карста, вып. 6, Пермь, 1963.
21. Шимановский Л. А. Формирование и сток карстовых вод Уфимского плато. Гидрогеология и карстование, вып. 3, Пермь, 1966.
22. Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов, 1960.

**Камский филиал ВНИГНИ
Институт карстоведения и спелеологии**

Г. А. Максимович, В. Н. Быков

КАРСТ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ РАЗВИТИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР

Карст проявлялся неоднократно на протяжении всей геологической истории развития платформ. Образование зон закарстованных карбонатных отложений – показатель определенной геотектонической обстановки и условий формирования морфологических разновидностей карстовых форм. Положение и сочетание карстовых зон зависят от эволюционных особенностей данного участка земной коры.

Одной из характерных черт проявления карста на платформах является его многофазность. Ранее нами [1] была установлена многофазность карста для верхнедевонских, турнейских, верхневизейских и башкирских карбонатных отложений Пермской области. Аналогичное явление отмечено многими исследователями по Удмуртской, Башкирской, Чечено-Ингушской и Коми АССР, Куйбышевской и Волгоградской областям.

Этапы карстообразования могут быть выделены в пределах структур второго или третьего порядка. Для анализа условий формирования структур можно использовать две группы карстовых форм: поверхностные погребенные и глубинные. Каждая из этих групп отличается генетическим своеобразием, которое заключается в том, что формы первой группы возникают только при выведении карбонатного массива на земную поверхность, формы второй группы могут образоваться как в поверхностных условиях, так и в глубинных.

К поверхностным погребенным формам, являющимся вполне определенными индикаторами условий их образования на земной поверхности, относятся: карстовые котловины, карры, бронированная (элювиальная) поверхность типа кэпрок, пещеристые полости, останцы и рифы.

Группа глубинных образований включает в себя каверны, закарстованные трещины, часть стилолитов, а также аккумулятивные образования в виде остаточных глин, отложений эпигенетического кальцита, гипса и других минералов.

Известно, что современные поверхностные карстовые формы распространены на участках земной коры, обладающих тектонической активностью. Так, например, карстовые лога в Полазнинско-Шалашнинском и карстовые воронки в Кунгурско-Иренском карстовых районах располагаются на территориях с интенсивной неотектонической деятельностью и в зонах тектонической трещиноватости. Зоны вытянуты вдоль Предуральского прогиба. Положение зон подтверждается результатами изучения водопроявлений и поглощений промывочной жидкости в структурно-поисковых скважинах.

Наличие нескольких карстовых этапов на одном поднятии может служить показателем, во-первых, цикличности развития данного участка и, во-вторых, отображать стабильность в пространстве тектонических движений на этом участке.

Смещение положения карстовых форм различных циклов указывает на миграцию тектонических напряжений и на различный характер их интенсивности. Положение закарстованных зон по площади структуры дифференцируется в зависимости от типа стока карстовых вод, профиля гидродинамических зон и положения участка массива в определенной гидродинамической зоне. Тектонические подвижки, как правило, если они смещаются в пространстве, изменяют все три или один из названных факторов.

Можно выделить два основных вида влияния тектонического развития на тип стока.

Первый вид характеризуется тем, что тектонические движения, приводящие к образованию структуры, проявляются строго унаследованно в одних и тех же участках площади. Ярино-Каменноложское месторождение являет пример такого развития. Закарстованность турнейских (рис. 1) и башкиронамюрских карбонатных отложений группируется в зоны, ориентированные по направлению длиной оси складки и преимущественно вблизи западного крутого крыла вала. Поверхностные погребенные карстовые котловины глубиной до 8 м ориентированы в том же направлении, что и глубинные карстовые образования. Почти полное совпадение распространения карстовых форм в разновозрастных отложениях – свидетельство длительного, стабильного развития структуры и дотурнейского заложения крутого крыла.

Несмотря на положение Ярино-Каменноложской площади между двух рукавов Камско-Кинельской системы прогибов,

сток карстовых вод происходил, в основном, в западном направлении. Тип стока – односторонний. В пределах карбонатного массива карст возникал в гидродинамической зоне вертикальной нисходящей циркуляции карстовых вод, соответствующей эстонскому типу гидродинамического профиля [2]



Рис. 1. Палеокарстовые котловины в турнейских отложениях Ярино-Каменноложской структуры: 1 – контуры структуры; 2 – палеокарстовые котловины; 3 – направление стока карстовых вод

Второй вид соотношения тектоники с типом стока характеризуется неоднородностью распределений тектонических подвижек в разные эпохи. Происходит перераспределение карстовых зон в плане, т. к. изменяется тип стока. Территории с таким развитием следует считать малостабильными.

Тектоно-седиментационные структуры Киенгопского вала и соседнего с ним Ножовского месторождения, находящиеся на северо-западном борту Камско-Кинельских прогибов, формировались по схеме, описанной для второго вида. Так, если карстовые зоны в отложениях турнейского возраста на Мишкинском месторождении распространены на южном крыле, то в окско-серпуховских они смещены к северу (рис. 2). Та-

ким образом, односторонний сток был первоначально ориентирован в южном направлении, а позднее – в северном. На Киенгопском и Чутырском поднятиях карстовые зоны находятся на северо-восточном и юго-западном крыльях. Причем, северо-восточная зона распространена значительно шире. Сток карстовых вод происходил в двух направлениях – северо-восточном и юго-западном, но преимущественно в первом.

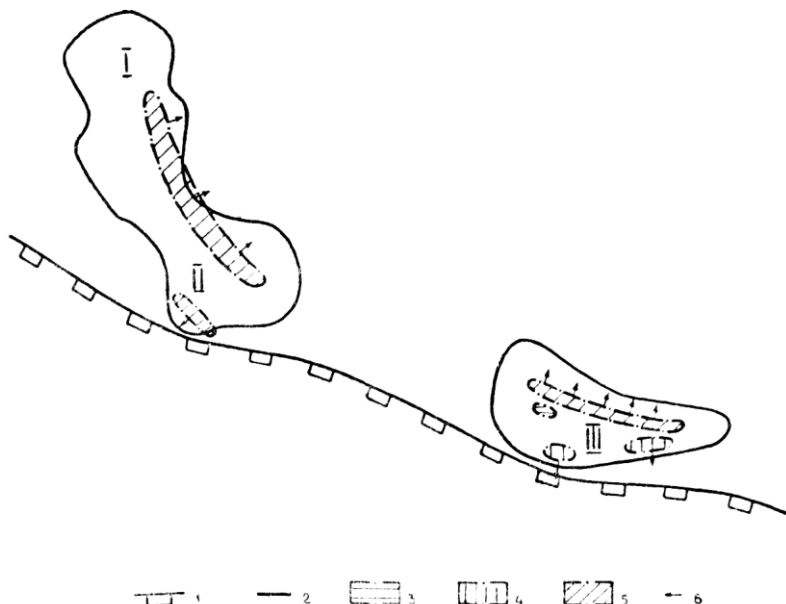


Рис. 2 Палеокарстовые зоны в палеозойских карбонатных отложениях Киенгопского вала (по данным поглощений промывочной жидкости и провалов бурового инструмента). Структуры: I – Чутырская; II – Киенгопская; III – Мишkinsкая; 1 – граница Камско-Кинельской системы прогибов; 2 – контуры структур; палеокарстовые зоны: 3 – в верхнедевонских отложениях; 4 – в турнейских отложениях; 5 – в окско-серпуховских отложениях; 6 – направление стока карстовых вод

Такое положение областей стока и преобладающее развитие одной из карстовых зон может указывать на более интенсивное опускание территории северо-восточной области стока, что обусловило создание более благоприятных условий закарстовывания частей массива, обращенных в эту сторону.

На Ножовской площади в верхнедевонское время (рис. 3) преобладал односторонний сток в южном направлении, глубинные карстовые полости возникали на склоне рифа, обра-

щенного в сторону открытого моря. В центральной части карстовой зоны сток частично происходил в северо-восточном направлении. Судя по характеру распространения поглощений промывочной жидкости и положения проницаемых зон, выделяемых по каротажным диаграммам, в пределах массива существовала хорошо развитая зона вертикальной нисходящей

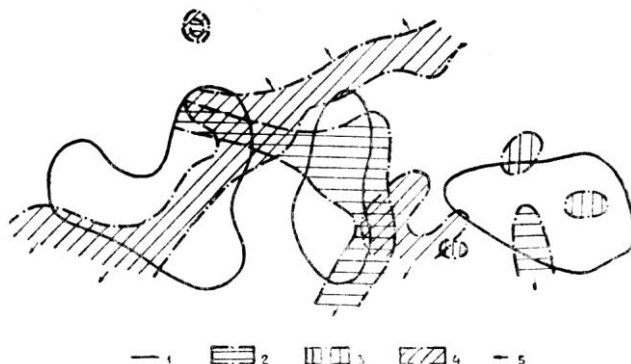


Рис. 3. Палеокарстовые зоны в палеозойских карбонатных отложениях Ножовской группы структур (по данным поглощений промывочной жидкости и провалов бурового инструмента):

1 – контуры структур; палеокарстовые зоны: 2 – в верхнедевонских отложениях; 3 – в турнейских отложениях; 4 – в окско-серпуховских и намюрских отложениях; 5 – направление стока карстовых вод

циркуляции и начала формироваться зона горизонтальной циркуляции карстовых вод. В турнейский век закарстовывались лишь отдельные участки в юго-восточной части карбонатного массива. Концентрации стока не было. Очевидно, в связи с незначительным периодом закарстовывания, начала формироваться лишь зона вертикальной нисходящей циркуляции. Тип стока не оформился.

В окско-серпуховское время на территории Ножовских поднятий была образована хорошо выдержанная карстовая зона, протягивающаяся в северо-восточном направлении. Кроме того, начали формироваться два локальных участка закарстованных пород – северо-западный и юго-восточный. Положение всех трех участков совпадает с направлением двух основных планетарных систем трещин – северо-восточной и северо-западной [3]. Распространение главной зоны, пересекающей основные элементы поднятий (свод и крылья), подтверждает наличие двухстороннего стока, происходившего как в район Камско-Кинельских прогибов, так и в сторону местной об-

ласти разгрузки, располагавшейся в понижениях между куполами. В окско-серпуховское время в карбонатном массиве движение карстовых вод происходило в зонах вертикальной нисходящей и горизонтальной циркуляции, причем, последняя была распространена гораздо шире первой. Как показали исследования, проведенные Пермским университетом, группа Ножовских поднятий продолжает развиваться в четвертичное время. Таким образом, Ножовская структура развивалась унаследованно в течение длительного геологического времени, но стабилизация тектонических движений отсутствовала. Это приводило к дифференцированному распределению карстовых зон в разновозрастных отложениях. Тип стока либо не успевал определиться, либо изменялся в зависимости от условий формирования структуры и положения по отношению к близлежащему крупному геологическому элементу – Камско-Кинельской системе прогибов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Быков В. Н. Практическое значение палеокарстовых коллекторов. Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. Пермь, 1967.
2. Максимович Г. А. Основы карстования, т. I, 1963.
3. Пермяков Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. Изд. МОИП, М., 1949.

Институт карстования и спелеологии

В. К. Кокаровцев

О ТРЕЩИНОВАТОСТИ КАК ОСНОВНОМ УСЛОВИИ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛУБИННОГО КАРСТА В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

Карст – это процесс химического и отчасти механического воздействия вод на растворимые горные породы [4, 5, 7]. Известно, что образование различных карстовых форм может протекать лишь при определенных условиях [7, 8], основными из которых являются наличие карстующихся горных пород, их способность пропускать воду и наличие движущейся воды, способной растворять породы. Из этих условий способность карстующихся горных пород пропускать воду является основным фактором, определяющим интенсивность карстовых процессов. Монолитные водонепроницаемые горные породы, сложенные даже такими легко растворимыми минералами как галит, сильвин, карналлит и др., карстуются только с поверхности.

Для развития глубинного карста необходимо, чтобы породы внутри массива промывались водой, что возможно лишь при наличии трещин, пор и каверн. При этом трещинам принадлежит роль основных водопроводящих каналов. Как трещины влияют на интенсивность карстовых процессов, видно на примере развития карста в карбонатных породах Всеволодо-Вильвенского месторождения. По классификации Г. А. Максимовича (1958), район месторождения относится к карстовой области внешней зоны складчатого Урала, к Кизеловско-Яйвинскому району карста в известняках и доломитах. Месторождение приурочено к западному крылу Всеволодо-Вильвенской антиклинали, представляющей собой аллохтонную часть крупного надвига субмеридионального простираения. Полезная толща сложена преимущественно карбонатными породами

тастубского горизонта верхнесакмарского подъяруса нижней перми. Месторождение детально изучено на площади 20 км², где на 47 широтных профилях пробурено около 250 скважин на глубину до 100–200 м с расстояниями между профилями 100–200 м и между скважинами – 50–100 м. Химический состав пород исследован по 11 000 проб, характеризующим отдельные литологические разновидности мощностью от 0,2–0,3 м до 5–10 м [2, 3].

Месторождение сложено в основном известняками (61 %) и доломитизированными известняками (31 %). Доломиты занимают менее 2 % объема пород (в дальнейшем данные по ним ввиду незначительного количества имеющихся наблюдений и недостаточной поэтому достоверности в расчеты не принимаются). Карбонатные породы в той или иной степени окремнены. Неокремненные разновидности составляют лишь 27 % объема пород (табл. 1).

Т а б л и ц а 1

Литологические разновидности пород Всеволодо-Вильвенского месторождения

№ п. п.	Литологические разновидности	Всего, в % от объема пород, составляющих месторождение	В т. ч. по группам окремненных пород			
			Неокремненные (SiO ₂ менее 2,5 %)	слабо окремненные SiO ₂ 2,5–7,5 %)	кремнистые	
					окремненные (SiO ₂ 7,5–15 %)	сильно окремненные (SiO ₂ более 15 %)
1	Известняки (MgCO ₃ менее 2,5 %)	61,36	17,72	19,43	11,43	12,78
2	Доломитизированные известняки (MgCO ₃ 2,5–35,0 %)	30,53	7,87	8,12	5,40	9,14
3	Доломиты (MgCO ₃ более 35,0 %)	1,55	1,34	0,03	0,08	0,10
	Итого карбонатных пород	93,44	26,93	27,58	16,91	22,02
4	Карстовые полости (всего и внутри различно окремненных карбонатных пород)	6,56	1,37	1,90	1,30	1,99
	Всего по месторождению	100	28,30	29,48	18,21	24,01

Т а б л и ц а 2

Количество незакарстованных и закарстованных пород и карстовых полостей в % от каждой литологической разновидности и группы пород

Литологические разновидности	Вид пород	Всего по литологической разновидности	в т. ч. по степени окремнения – группы пород 1, 2, 3								
			1. Неокремненные. Сод. SiO ₂ менее 2,5 %	2. Слабо окремненные			3. Кремнистые				
				Всего	В т. ч. с сод. SiO ₂ , в %		Всего	В т. ч с сод. SiO ₂ , в %			
					2,5–5,0	5,0–7,5		7,5–15,0	15,0–30,0	30,0–50,0	более 50,0
1. Известняки	Незакарстов.	77,9	79,4	79,7	81,8	76,4	75,6	79,6	71,7	71,6	77,2
	Закарстован.	15,0	16,2	13,6	12,9	14,8	15,1	12,8	18,9	14,7	11,4
	Карстовые полости	7,1	4,4	6,7	5,3	8,8	9,3	7,6	9,4	13,7	11,4
	Всего	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
2. Доломитизированные известняки	Незакарстов.	82,5	73,4	85,1	82,5	89,1	86,2	82,2	86,8	89,8	96,7
	Закарстован.	11,9	20,5	8,7	10,6	5,6	8,9	12,0	8,1	6,1	2,6
	Карстовые полости	5,6	6,1	6,2	6,9	5,3	4,9	5,8	5,1	4,1	0,7
	Всего	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Окончание таблицы 2

Литологические разновидности	Вид пород	Всего по литологической разновидности	в т.ч. по степени окремнения – группы пород 1, 2, 3								
			1. Неокремненные. Сод. SiO ₂ менее 2,5 %	2. Слабо окремненные			3. Кремнистые				
				Всего	В т. ч. с сод. SiO ₂ , в %		Всего	В т. ч. с сод. SiO ₂ , в %			
					2,5–5,0	5,0–7,5		7,5–15,0	15,0–30,0	30,0–50,0	более 50,0
3. Доломиты	Незакарстов.	59,9	57,6	100	100	100	68,9	38,9	100	100	100
	Закарстован.	36,3	39,4	–	–	–	21,2	42,0	–	–	–
	Карстовые полости	3,8	3,0	–	–	–	9,9	19,1	–	–	–
	Всего	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
4. Карбонатные породы в целом по месторождению	Незакарстов.	79,1	76,5	81,3	82,0	80,1	79,4	80,2	77,5	79,7	85,2
	Закарстован.	14,3	18,6	12,2	12,2	12,2	12,9	12,7	14,8	10,9	7,8
	Карстовые полости	6,6	4,9	6,5	5,8	7,7	7,7	7,1	7,7	9,4	7,0
	Всего	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Из таблицы 1 видно, что карстовые полости (обычно заполненные глиной) составляют 6,6 % от объема пород месторождения и встречаются среди всех разновидностей карбонатных пород, независимо от степени их окремнения. В то же время закарстованы далеко не все отдельные слои карбонатных пород. В результате обработки большого фактического материала по скважинам удалось установить раздельно количество незакарстованных и закарстованных карбонатных пород, а также карстовых полостей в них. При этом литологическая разновидность считалась закарстованной в том случае, если внутри ее или на границе с другой породой была встречена карстовая полость. Встреченная на границе двух пород кар-

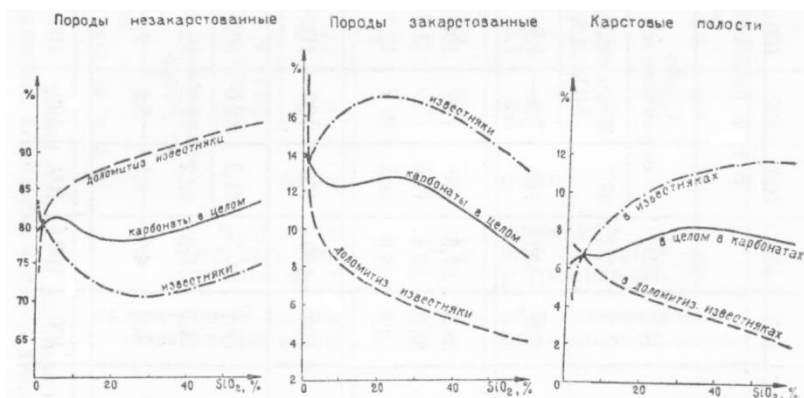


Рис. Закарстованность и карстовые полости в различных карбонатных породах

стовая полость считалась образовавшейся в равной степени за счет растворения той и другой породы, а пересеченная мощность ее делилась пополам. Всего скважинами было встречено 458 карстовых полостей, в том числе среди известняков – 330, доломитизированных известняков – 123, доломитов – 5. Просуммированные в целом по месторождению результаты подсчета мощностей по соответствующим группам и типам пород были обработаны и приведены в табл. 2 (после пересчета данных на проценты).

На основании табл. 2 построены графики распределения незакарстованных пород (известняков, доломитизированных известняков и карбонатов в целом) и графики распределения карстовых полостей в них, в процентах от общего объема пород по месторождению и соответственно от каждой литологи-

ческой разновидности, принимаемой за 100 %. Из табл. 2 и графиков видно, что количество закарстованных пород обычно не превышает 10–20 % от общего объема пород по месторождению. Остальные 80 % пород, независимо от степени чистоты их химического состава (доломитизации или окремнения), совсем не закарстованы (рис.).

Степень закарстованности известняков в 1,3 раза выше по сравнению с их доломитизированными разновидностями – закарстованные известняки составляют в среднем 15 % от своей литологической группы, а закарстованные доломиты – 11,9 %.

Примечательно также и то, что окремнение карбонатных пород не является препятствием для развития в них карста. Объясняется это тем, что окремненные карбонатные породы по сравнению с чистыми разновидностями более интенсивно разбиты трещинами, что было установлено при полевых наблюдениях на Всеволодо-Вильвенском и Ивакинском карьерах. При более сильной трещиноватости пород на единицу объема вещества приходится значительно большая поверхность соприкосновения его с растворителем, что обуславливает больший переход вещества в раствор за одно и то же время.

Характер трещиноватости в чистых и окремненных известняках и ее роль в образовании карста хорошо видны на примере Ивакинской пещеры, приуроченной к северному замыканию Всеволодо-Вильвенской антиклинали. Положение пещеры в пространстве контролируется направлениями тектонических трещин и распространением слоев окремненных известняков [1].

Сравнение состава незакарстованных и закарстованных пород также является показательным как в целом по названным подразделениям, так и по слагающим их литологическим разновидностям (табл. 3). Прежде всего в закарстованных породах содержание чистых неокремненных разновидностей (36,8 %) стало больше, чем в незакарстованных породах (27,4 %). Наоборот, количество слабо окремненных и кремнистых пород (25,2 % и 38,0 %) уменьшилось по сравнению с их количеством в породах незакарстованных (соответственно 30,3 % и 42,3 %).

Изменение количественного состава закарстованных пород по сравнению с незакарстованными, т. е. неизменными породами, произошло в результате непропорционального выщелачивания отдельных типов пород. За счет более интенсивного растворения окремненных разновидностей и относительно слабого растворения чистых карбонатов в толще закарстованных пород возросла доля неокремненных известняков и уменьшилось количество окремненных. Это может быть объяснено

Таблица 3

Сравнительный состав незакарстованных и закарстованных карбонатных пород
(в % от каждого вида)

Вид пород	Литологические разновидности пород	Группы пород по степени окремнения									Всего по литологическим разновидностям, в %
		1. Неокремненные	2. Слабо окремненные			3.Кремнистые					
			Содержание SiO ₂ до 2,5 %	Всего	В т.ч. с сод. SiO ₂ , в %		Всего	В т.ч. с сод. SiO ₂ , в %			
2,5–5,0	5,0–7,5	7,5–15,0			15,0–30,0	30,0–50,0		более 50,0			
Незакарстованные	Известняки	18,6	21,0	13,0	8,0	25,4	12,4	8,3	3,7	1,0	65,0
	Доломитизиров. известняки	7,8	9,3	5,6	3,7	16,7	6,0	6,2	3,6	0,9	33,8
	Доломиты	1,0	0,04	0,01	0,03	0,16	0,4	0,06	0,06	–	1,2
Итого в целом по месторождению		27,40	30,34	18,61	11,73	42,26	18,8	14,56	7,36	1,9	100
Закарстованные	Известняки	21,0	19,9	11,3	8,6	28,2	11,0	12,1	4,2	0,9	69,1
	Доломитизиров. известняки	12,0	5,3	4,0	1,3	9,5	4,9	3,2	1,3	0,1	26,8
	Доломиты	3,8	–	–	–	–	0,3	0,3	–	–	4,1
Итого в целом по месторождению		36,8	25,2	15,3	9,9	37,7	16,2	15,3	5,5	1,0	100

в конечном итоге лишь различной трещиноватостью пород. Без выяснения и количественной оценки трещиноватости отдельных литологических разновидностей карбонатных пород невозможно правильно объяснить течение в них карстовых процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кокаровцев В. К. Ивакинская пещера. В сб. «Пещеры», вып. 5(6), Пермь, 1965.
2. Кокаровцев В. К. О роли трещиноватости в образовании внутреннего карста в карбонатных породах на примере Всеволодо-Вильвенского месторождения. Научные труды Пермского политехн. института, сб. XX «Вопросы геологии Приуралья и Зауралья», Пермь, 1966.
3. Кокаровцев В. К. Карбонатные породы Пермской области как сырье для промышленности. В сб. «Геология и полезные ископаемые Урала», ч. 2, Свердловск, 1969.
4. Кротова Е. А. Количественная оценка активности карста Пермской области. Вопросы карстоведения, вып. II, Пермь, 1970.
5. Лушников Е. А. Изменение интенсивности денудации водосборных площадей карстовых районов Урала и Приуралья. Вопросы карстоведения, вып. 2, Пермь, 1970.
6. Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области. Пермь, 1958.
7. Максимович Г. А. Основы карстоведения, т. I – II, Пермь, 1963, 1969.
8. Соколов Д. С. Основные условия развития карста. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 26, вып. 2, 1951.
9. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. Изд-во АН СССР, М., 1962.
10. Страхов Н. М. О некоторых вопросах геохимии кремнезема. В кн. «Геохимия кремнезема», Изд-во «Наука», М., 1966.

Пермский геологоразведочный трест

А. Г. Мусин

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОКАРСТА В ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО КАРБОНА ЗАПАДНОЙ БАШКИРИИ И ВОСТОЧНОЙ ТАТАРИИ

Закарстованность башкирских, намюрских и серпуховско-окских отложений отмечалась ранее в ряде работ [2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9], где палеокарстовые процессы вполне справедливо связываются с континентальными перерывами в осадконакоплении. Однако, закономерности развития палеокарста не нашли в этих работах полного отражения. В связи с этим нам представляется необходимым остановиться на некоторых из них на примере Западной Башкирии и Восточной Татарии.

Как известно, одним из косвенных доказательств наличия карста в указанных горизонтах являются поглощения промывочной жидкости, которые отмечаются на всех площадях рассматриваемой территории и носят региональный характер. При этом следует указать, что горизонтальное распространение их обусловлено тектоникой. Исследованиями сотрудников ТатНИПИнефти установлено, что плотность поглощений внутри контуров локальных поднятий в 4–7 раз выше, чем за их контуром.

Как же распределяются поглощения по стратиграфическим горизонтам? В единой карбонатной толще намюрско-серпуховско-окских отложений Хомутовской площади (БАССР) на намюрский ярус приходится 75 %, на серпуховский надгоризонт – 21 % и на окский надгоризонт – 4 % всех поглощений. Подобным же образом распределяются поглощения на Шкаповской площади (БАССР). Однако на последней наибольшее количество поглощений зафиксировано в интервале глубин 20–30 м от кровли намюрского яруса. На Хомутовской же

площади выявлены 2 таких интервала: от 0 до -10 и от -20 до -40 м (относительно кровли намюрского яруса).

С палеокарстовыми процессами связано также наличие в рассматриваемых отложениях множества полостей, выявленных провалами бурового инструмента. Размеры последних колеблются от нескольких сантиметров до нескольких метров [1, 4]. В толще намюрских и серпуховско-окских отложений провалы распределяются следующим образом: на намюрский ярус приходится около 70 %, на серпуховский надгоризонт – 25 %, а на окский – 5 %. При этом наибольшее количество провалов (около 55 %) приурочено к интервалу глубин 20–40 м от размытой поверхности намюрского яруса. В этом же интервале находится максимум крупных провалов.

Интенсивная закарстованность намюрских отложений не вызывает в настоящее время сомнений. Она связана с континентальным перерывом в осадконакоплении в верхненамюрское время [4]. Башкирские же отложения характеризуются меньшим количеством провалов и поглощений, хотя они тоже подвержены карстовым процессам. Закарстованность их может быть доказана также низким процентом выхода керна, составляющим в среднем 5 %, и тем, что в позднебашкирское время эти отложения находились в условиях континентального развития [4]. Менее интенсивное развитие палеокарста в башкирских отложениях по сравнению с намюрским ярусом следует объяснить следующими причинами. Во-первых, намюрский ярус сложен более чистыми разностями карбонатов, чем башкирский. Так, в результате химического анализа пород, взятых из скважины 13 Елабужской площади (ТАССР), выявлено, что среднее содержание нерастворимых примесей составляет: в башкирских отложениях 2,3 %, а в намюрских 0,64 %. Кроме того, в разрезе башкирского яруса имеются пропластки сильно глинистых карбонатных пород и даже аргиллитов. Во-вторых, интенсивные палеокарстовые процессы в намюрских отложениях, в отличие от башкирских, происходили в 2 этапа – в верхненамюрское и позднебашкирское время.

Заканчивая рассмотрение особенностей развития и распространения палеокарста в отложениях нижнего и среднего карбона Восточной Татарии и Западной Башкирии, можно сделать следующие выводы.

1. Распространение палеокарста обусловлено здесь тектоникой. Наибольшее количество поглощений приурочено к локальным тектоническим поднятиям и участкам с наибольшей тектонической активностью.

2. В единой толще намюрско-серпуховско-окских карбонат-

ных отложений отмечается общая тенденция к уменьшению закарстованности с глубиной.

3. Наибольшей закарстованностью характеризуется интервал глубин 20–40 м от размытой поверхности намюрского яруса.

4. Более интенсивное развитие палеокарста в отложениях намюрского яруса по сравнению с башкирским следует объяснить ничтожным содержанием в них нерастворимых примесей и тем, что карст, обусловленный позднебашкирским континентальным перерывом и размывом, оказался наложенным на карст, связанный с верхненамюрским этапом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гайворонений А. Г., Чоловский И. П. Краткая характеристика поглощающих горизонтов Ромашкинского месторождения. Татарская нефть, № 1. Бугульма, 1957.
2. Герасимов В. Г. Характеристика подземных вод окско-серпуховских и намюрских отложений Татарского свода и его склонов. Тр. ТатНИИ, вып. 10. Л., «Недра», 1967.
3. Дахнов В. Н., Галимов Э. М. О карстовом типе пористости продуктивных карбонатных отложений. Геология нефти и газа. № 2, 1960.
4. Зубик И. Л., Усольцев Л. Н. О карстопроявлениях на Хомутовской площади (Башкирия). В сб. «Карст Урала и Приуралья». Пермь, 1968.
5. Кавеев М. С. Геологические условия развития и особенности проявления карста в центральной части Волго-Камского края. Автореф. диссерт., представл. на соискание учен. степени доктора геолого-минерал. наук. Казань, 1963.
6. Лерман Б. И., Усольцев Л. Н. Коллекторы Западной Башкирии как объекты для захоронения сточных вод. Вопросы карстоведения. Пермь, 1969.
7. Ступишин А. В. Вопросы палеогеографии карста на примере Среднего Поволжья. Землеведение, нов. серия, т. 5 (56), 1960.
8. Ступишин А. В. Методика изучения древнего и глубинного карста в областях платформенных структур (Среднее Поволжье). Методика изучения карста, вып. 4. Пермь, 1963.
9. Усольцев Л. Н., Веницкий Ю. С., Зубик И. Л. О роли палеокарста в формировании локальных структур на некоторых примерах Башкирии. Вопросы карстоведения. Пермь, 1969.

Институт карстоведения и спелеологии

Л. А. Анисимов

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОГРЕБЕННОГО КАРСТА НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

Развитие современного карста в пределах Нижнего Поволжья охватывает незначительную территорию. К его проявлениям можно отнести редкие карстовые воронки в районе Арчединских поднятий, где на поверхность выходят известняки каменноугольного возраста, а также район озера Баскунчак [2]. Однако погребенный карст имеет широкое распространение и изучение его связано с решением различных вопросов гидрогеологии и распространения коллекторов нефти и газа. Перерывы в осадконакаплиении и связанные с ними гипергенные процессы в карбонатных толщах на территории Нижнего Поволжья отмечались в предворонежское время, в конце турнейского и намюрского времени, что зафиксировано в различных работах [1,3].

В наибольшей степени карстовые процессы развивались в течение пермо-триасового перерыва в осадконакоплении, когда на территории Доно-Медведицкого вала и Приволжской моноклинали размыву подвергались нижнепермские и каменноугольные отложения. Затем последовала среднеюрская трансгрессия и в настоящее время кровля палеозоя залегает на глубинах 400–600 м. Выходы каменноугольных известняков на поверхность имеются лишь в районе Арчединских поднятий и Жирновско-Линевского блока. Проявления карста постоянно отмечаются в карбонатной толще нижней перми, верхнего карбона, мячковских, подольских и каширских отложений, полная их мощность достигает 700–900 м. Для этой толщи обычны катастрофические поглощения промывочной жидкости, которые не исчезают после многократных цементных заливок. Частые провалы инструмента (от 20 см до 3 м) позво-

ляют оценить размеры некоторых полостей. В таких зонах проницаемость пород повышается до десятков и даже тысяч дарси и использовать обычные методы количественного определения коллекторских свойств пластов становится невозможным.

В этих условиях можно использовать специальный коэффициент, характеризующий размеры и взаимосвязь трещин в пределах определенной площади через количество скважин, где зафиксированы поглощения. Коэффициент вычисляется по формуле:

$$a = \frac{0,5 \cdot n_{\text{ч п}} + n_{\text{п п}}}{N}$$

где $n_{\text{ч п}}$ – количество скважин, где зафиксировано частичное поглощение жидкости;

$n_{\text{п п}}$ – количество скважин, где зафиксировано полное поглощение жидкости;

N – общее количество скважин, используемых для подсчета.

Нетрудно заметить, что чем больше коэффициент a приближается к единице, тем должны быть выше коллекторские свойства пород на рассматриваемой площади, тем больше протяженность и разветвленность трещин.

Карбонатная толща нижней перми, верхнего карбона, мячковских, подольских и каширских отложений подстилается терригенными отложениями верейского горизонта. Сверху она несогласно перекрывается отложениями байосского яруса, а к востоку от р. Иловля на нее согласно ложатся отложения Кунгурской толщи. Поглощения отмечаются во всех стратиграфических горизонтах, несколько реже в каширских отложениях, где появляются глинистые прослои и увеличивается их мощность (табл. 1).

На карте (рис. 1) выделяется зона повышенных значений коэффициента a , приуроченная к площади Доно-Медведицкого вала и западному крылу Жирновско-Линевского блока. Площади Приволжской моноклинали характеризуются значительно меньшими величинами коэффициента, обычно в 3–5 раз ниже, чем на площадях Доно-Медведицкого вала. Основная причина ухудшения коллекторских свойств пород на востоке заключается в появлении глинистых отложений пермо-триаса, которые препятствовали инфильтрации вод и выщелачиванию пород на площадях Приволжской моноклинали. При формировании трещиноватости здесь действовал, в основном, тектонический фактор.

В области отсутствия кунгурских отложений тектонический фактор и фактор выщелачивания действовали совместно, что

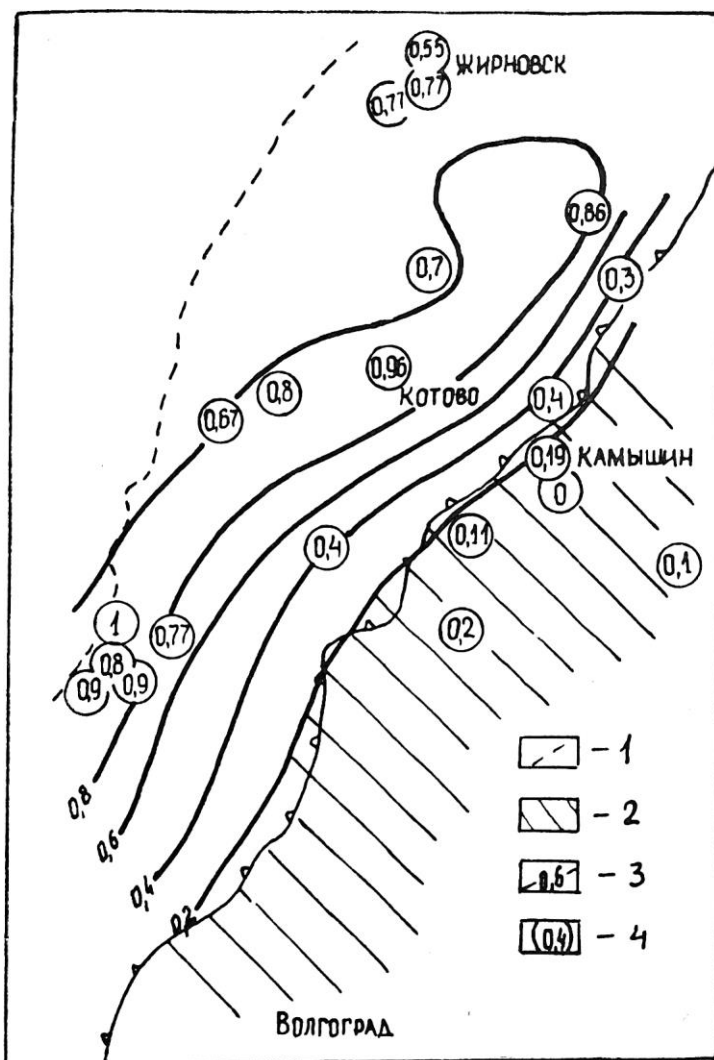


Рис. 1. Карта изменения интенсивности поглощений карбонатной толщи верхне- и среднекаменноугольных отложений Волгоградского правобережья: 1 – граница выклинивания верхнекаменноугольных отложений; 2 – зона распространения Кунгурской соленосной толщи; 3 – изолинии значений коэффициента a ; 4 – значения коэффициента a для разведочных площадей

Таблица 1

Расчетный коэффициент a различных площадей

Площадь	Количество скважин N	Число частичных поглощений $n_{ч.п.}$	Число полных поглощений $n_{п.п.}$	Коэффициент a
Жирновско-Бахметьевская	14	20	101	0,77
Терсинская	15	1	11	0,73
Линевская	21	1	8	0,405
Меловатская	11	1	8	0,75
Тарасовская	7	2	4	0,7
Коробковская	24	1	23	0,96
Северо-Дорожжинская и Кувшиновская	8	4	13	0,83
Петрушинская	6	2	3	0,67
Паникская	23	1	17	0,76
Верховская	15	1	13	0,9
Романовская	6	3	1	0,42
Уметовская	15	2	5	0,40
Южно-Уметовская	16	2	2	0,19
Чухонастовская	9	2	0	0,11
Липовская	5	2	0	0,20
Антиповская	16	0	0	0
Александровско-Кисловская	5	1	0	0,10

обеспечило значительно более высокую степень трещинной проницаемости пород. Наиболее интенсивное выщелачивание пород произошло в течение пермо-триасового перерыва. Это доказывается тем, что районы отсутствия юрских отложений, где в настоящее время происходит выщелачивание каменноугольных пород, характеризуются худшей трещинной проницаемостью, чем закрытые районы (например Коробковская, Северо-Дорожжинская, Терсинская площади).

ЛИТЕРАТУРА

1. Африкян А. П., Яркина Е. П. Выделение карстовых зон методами промысловой геофизики в разрезах Волгоградской области. Геология нефти и газа, № 4, 1962.

2. Гвоздецкий Н. А. Карстовые явления в окрестностях озера Баскунчак. В кн. «Памяти проф. Мазаровича». МОИП, 1953.

3. Яриков Г. М. Литологическая характеристика и условия осадкообразования турнейских отложений юго-восточного склона Воронежского массива. Сб. «Вопросы геологии и нефтегазоносности Волгоградской области». Тр. ВНИИНГП, вып. 3, 1965.

ВНИИНГП

А. Г. Мусин, К. К. Магомедов

КАРБОНАТНЫЕ БРЕКЧИИ ГИПСОВОГО КАРСТА ДАГЕСТАНА

Карстовая природа карбонатных брекчий была доказана М. Э. Ноинским [6]. Механизм их образования объяснили Н. П. Герасимов и Е. И. Тихвинская [1, 2]. Брекчии формируются за счет обрушения сводов полостей пещер, образовавшихся при выщелачивании сульфатных отложений. Наличие карстовых брекчий выявлено в отложениях кунгурского яруса Уфимского плато [1, 3, 5, 8], девона и протерозоя Западной Сибири [9], в нижнепермских отложениях Бугульминско-Белебеевской возвышенности [4], в пермских и каменноугольных образованиях Куйбышевского Заволжья [7] и т. д.

Карбонатные брекчии имеют широкое распространение также и в Дагестане среди лагунных отложений киммеридж-титонского яруса верхней юры. Чаще всего они встречаются по долинам рек Сулак, Андийское и Аварское Койсу. Так, в окрестностях сел. Зубутль и Иха под известняками валанжинского яруса нижнего мела залегает пачка чередующихся слоев доломитов и гипсов мощностью от 14 до 22 м, местами превращенная в доломитовую брекчию, вследствие полного выщелачивания прослоев гипса. Карбонатные брекчии обнаруживаются по р. Андийское Койсу в районе Ашильтинского моста, в окрестностях сел Гигатль и Годобери Ботлихского района. Здесь брекчии и брекчиевидные породы мощностью до 35 м состоят из обломков доломитизированных известняков и переходят по простиранию в гипсоносную толщу. В Унцукульском разрезе верхнеюрских отложений отмечается две толщи брекчий мощностью по 50 м.

В районе Могохского железного моста (Гергебильский район) верхнеюрские сульфатно-карбонатные отложения со-

стоят из 4 литологически выдержанных толщ: 1) нижней – доломитовой, 2) нижней – гипсодоломитовой, 3) верхней – доломитовой и 4) верхней – гипсодоломитовой. Нижняя гипсодоломитовая толща представлена в своей нижней части известняково-доломитовой брекчией мощностью 100–130 м. В окрестностях сел. Зирани Гергебильского района гипсодоломитовая толща верхней юры состоит из чередования доломитов и доломитово-известняковой брекчии. Гипсы здесь выщелочены. Они сохранились лишь на гипсометрически выше расположенных участках. В Араканском ущелье Доломитизированные известняки валанжинского яруса залегают на брекчиях киммеридж-титонского яруса. В 8 км южнее сел. Ботлих по р. Андийское Койсу среди титонских лагунных отложений прослеживается 35-метровая толща брекчий. По простирацию она переходит в толщу, сложенную чередованием слоев гипса, доломитов и доломитизированных известняков. Из обломков последних и состоит эта брекчия. Сохранившиеся от размыва гипсодоломитовые толщи киммеридж-титонского яруса верхней юры представлены всюду чередованием слоев гипса, доломитов и доломитизированных известняков. Мощность тех и других колеблется от 0,2 до 5–8 и редко до 20–30 м.

Гипсы в большинстве случаев сохранились в антиклинальных поднятиях. В синклинальных же прогибах или на низких участках моноклиналей, например, в долине р. Аварское Койсу в районе сел. Гимры и Унцукуль, они полностью выщелочены и на их месте образовались карбонатные брекчии. Причина такого тектонического и гипсометрического распределения брекчий заключается в гидрогеологических условиях развития гипсового карста. В этом отношении очень показательным является различие одной и той же толщи по левому и правому берегам р. Сулак.

В Сулакском каньоне в 6–8 км ниже по течению от места слияния рек Андийское и Аварское Койсу гипсодоломитовая толща верхней юры представлена тремя частями: нижней – гипсодоломитовой, средней – доломитовой и верхней – гипсо-доломитовой. Нижняя гипсодоломитовая толща сложена чередованием слоев гипса, доломитов и доломитизированных известняков. На левом склоне р. Сулак (по восстанию пластов) гипсы в значительной мере сохранились, хотя и в некоторой степени разрушены и выщелочены. На правом же склоне (по падению пластов) эта толща, в результате полного выщелачивания гипсовых слоев, превратилась в известняково-доломитовую брекчию. Мощность этой толщи поэтому на правом склоне значительно меньше, чем на левом. Верхняя гипсодоломитовая толща, отделенная от нижней доломитовой толщей мощно-

стью 38 м, на левом берегу р. Сулак сложена чередованием гипсов и доломитов общей мощностью 30 м. На правом же склоне Сулака (по падению пластов) гипсы совершенно выщелочены и толща превратилась в карбонатную брекчию. При этом мощность ее уменьшилась до 10–15 м. Более интенсивное карстование гипсовых отложений на правом берегу р. Сулак (по падению пластов) объясняется тем, что при врезании реки в эти толщи некоторая часть русловых вод просачивалась в трещиноватые карбонаты, пополняя подземные воды, питаемые атмосферными осадками. Эти воды, двигаясь по падению пластов, интенсивно выщелачивали гипсовые толщи вплоть до полного их уничтожения. На левом же склоне в растворении гипсов участвовали лишь подземные воды, питаемые атмосферными осадками.

Таким образом, известняковые и доломитовые брекчии в Дагестане представляют не что иное, как проявление гипсового карста. Формирование этих брекчий связано с растворением пластов гипса и дроблением чередующихся с ними слоев известняков и доломитов киммеридж-титонского яруса верхней юры. Карстовые брекчии Дагестана распространены, в основном, в синклинальных прогибах и на низких участках моноклиналей, что связано с общим увеличением здесь количества воды, участвующей в процессах растворения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Герасимов Н. П. Карстовые брекчии северной части Уфимского плато. Тезисы докл. Пермск. карст. конфер., 1947.
2. Герасимов Н. П., Тихвинская Е. И. Разрез классического Кунгура. Зап. Всес. минерал. об-ва, ч. 63, № 2, 1934.
3. Горбунова К. А. Формирование карстовых брекчий восточного крыла Уфимского вала в свете гидрогеологических данных. Изв. ВУЗ, Геология и разведка, № 10, 1960.
4. Мусин А. Г. Карст Бугульминско-Белебеевской возвышенности. Автореф. дисс. на соискан. учен. степени кандидата географ. наук. Казань, 1966.
5. Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрюзано-Сылвинской депрессии. Тр. ВНИГНИ, нов. сер., вып. 47, 1950.
6. Ноинский М. Э. О происхождении «брекчиевидного известняка» Самарской Луки. Тр. об-ва естествоиспыт. Казанск. ун-та, т. 39, вып. 5. 1905.
7. Отрешко А. И. Некоторые особенности поверхностного и глубинного карста Куйбышевского Заволжья. Изв. Всес. Географ. об-ва, т. 97, 1965.
8. Плюснин К. П. Карстовые явления в южной части Ординского района Пермской области. Тезисы докл. Пермск. карст. конфер., 1947.
9. Радугин К. В. О современном и древнем карсте Зап. Сибири и закономерности его развития. Тезисы докл. на совещ. по изуч. карста, вып. 2, М. 1956.

**Институт карстоведения и спелеологии
Уфимский нефтяной институт**

И. А. Печеркин

КАРСТ СОЛИ НА ПОБЕРЕЖЬЕ ТОКТОГУЛЬСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Токтогульское водохранилище возникает вследствие перекрытия р. Нарын у пос. Кара-Коль (Киргизия). При заполнении его до проектной отметки величина подпора составит 200 м, а объем – 19,5 км³. Величина сработки – 63 м. Долина р. Нарын около г. Токтогула имеет озеровидное расширение, которое выполнено четвертичными и неогеновыми отложениями. Здесь хорошо прослеживаются пойма и три надпойменных террасы. С точки зрения развития карстовых процессов интерес представляет соленосно-гипсоносная подсвита тянь-шанской свиты (N₂tn), распространенная, в основном, на правом берегу водохранилища (р. Нарын). Она слагает водораздельное пространство между рр. Ничке и Торкент. Отложения дислоцированы многочисленными пликативными и разрывными нарушениями. Пачки соленосных отложений имеют крутое падение (45–60°), а иногда стоят на голове.

Пласты соли в береговых обнажениях прослеживаются на расстояние до 7,5 км. В плане эта полоса имеет ширину до 1,5 км. Общая мощность соленосной пачки 550 м, суммарная мощность пластов каменной соли в ней около 92 м. Они располагаются в 6 соленосных горизонтах. Кетмень-Тюбинское месторождение соли разрабатывается (для местных нужд) открытым способом в обнажениях Большого и Малого логов. Создаваемое водохранилище придет в непосредственное соприкосновение с пластами каменной соли, мощность которых достигает 6–8 м (содержание хлористого натрия в них – 91–96 %).

Карстовые процессы на берегах Токтогульского водохранилища изучены очень слабо. В исследованиях, проведенных ра-

нее, имеются лишь короткие заметки общего характера, но отсутствуют характеристика интенсивности процесса и распределение образующихся при этом форм. В период летних полевых исследований 1965 г. автор детально обследовал закарстованный район. Наиболее характерной формой водораздельного пространства в настоящее время являются древние висячие долины с плоским дном. Форма их корытообразная, происхождение – карстово-эрозионное. Весь поверхностный сток, собираемый долинами, сбрасывается в карстовые и карстово-уффозионные воронки и провалы, через которые он отводится вглубь массива.

Наиболее сильно закарстована древняя долина, расположенная на водоразделе северо-восточнее Малого лога. Дно долины осложнено просадочными блюдцами, имеющими размеры по длинной оси 20–25 м, по короткой – 10–15 м. Обилие блюдец придает днищу долины волнообразный характер. Новейшие тектонические движения обусловили в продольном профиле долины перегиб, и тальвег ее имеет вогнутый облик. В месте наибольшего перегиба располагается овраг карстово-эрозионного происхождения, имеющий падение тальвега на юг и заканчивающийся рядом карстово-суффозионных воронок. Наклон днища на юг и перегиб подчеркиваются еще рядом оврагов, расположенных вдоль южного борта долины и имеющих уклон тальвега к центральному оврагу. Широотно ориентированные овраги также осложнены воронками.

Воронки, поглощающие сток, имеют крутое, часто вертикальное, падение стенок, свежие обнажения, на днище имеются поноры. Форма в плане овальная, круглая, но преобладает каплевидная. Длинная ось таких воронок вытянута по тальвегу впадающего оврага или ложбины. Размеры воронок в плане 5×8 м и более, глубина – 4–6 м. Иногда они соприкасаются бортами и образуется одна крупная воронка сложной формы, имеющая 2–3 понора, разделенных острыми незадернованными гребнями. Всего в описываемой долине на площади 0,5–0,6 км² было зафиксировано более 32 воронок приблизительно одинаковых размеров. Следовательно плотность составляет 60–70 воронок на 1 км². Самая крупная воронка имеет диаметр около 150 м и глубину 25 м. Дно ее плоское, склоны задернованы, поноры отсутствуют.

В обнажениях карстовых воронок встречаются только рыхлые пылеватые суглинки, коренных (плиоценовых) отложений не отмечено. Только на юго-восточной окраине водораздела (вблизи р. Торкент) З. А. Кривошеева зафиксировала небольшие воронки в отложениях гипсоносной пачки. Другие долины на водоразделе хребта Шамышкалата имеют небольшие раз-

меры – $0,2-0,3 \text{ км}^2$. Количество воронок в них не превышает десяти. Дно долин плоское, наклонено на юго-восток и осложнено легкой волнистостью. Превышение положительных форм над отрицательными – $1,5-2 \text{ м}$, размер просадочных блюд в плане $20 \times 10 \text{ м}$. Карстовые формы рельефа наблюдаются не только на водораздельной части хребта, но и на юго-восточных склонах гор, особенно в обнажениях Большого и Малого логов.

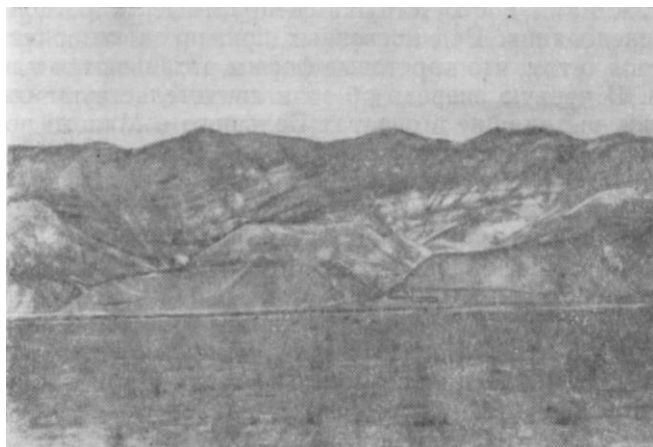


Рис. 1. Общий вид обнажений соли в Большом и Малом логох (темные полосы – пласты соли, белые – выцветы ее на вмещающей породе)

Большой и Малый лог, имеющие в плане ярковыраженную циркообразную форму, являются крупными карстовыми формами коррозионно-эрозионного происхождения (рис. 1). Глубина их $300-350 \text{ м}$. В Большом логоу имеется до 7–8 овражных врезов, в Малом – 4–5. Наиболее молодые овражные террасы по возрасту соответствуют уровню I надпойменной террасы р. Нарын (Q_3^2). В центральной части логов имеются останцы, зачастую отчлененные от бортов логов или соединенные с ними узкими перешейками. Растворение соли на выходах ливневыми осадками создает карры. Глубина бороздок $1,5-2 \text{ см}$, они разделены острыми гребешками, часто причудливой формы. Если осадки падают на блок соли вертикально, то он приобретает вид щетки. Иногда это отдельные ямки, но чаще куски соли имеют вид друз хрусталя, в которых кристаллы растут строго вертикально. Выцветы солей на поверхности

терригенных отложений (сланцы, песчаники, глины) также создают своеобразные формы. Толщина корки иногда достигает нескольких сантиметров.

Карстово-суффозионные формы рельефа на описываемой территории развиваются, главным образом, в весеннее время. Сухость климата и высокая испаряемость (осадки – 300 мм, испарение с водной поверхности – 1400 мм) препятствуют течению процесса летом. Говорить о развитии подземного карста в настоящее время трудно, поскольку массив гор не пройден скважинами и отсутствуют специальные гидрогеологические исследования. Ряд косвенных признаков позволяет сделать вывод о том, что карстовые формы развиваются и внутри массива. В первую очередь об этом свидетельствуют соленые источники, выходящие в оврагах Большого и Малого логов, а также на северо-восточной окраине гор Шамышкалата в долине р. Торкент. Обследование источников в первой половине июня 1965 г. показало, что большинство из них пересохло и в тальвегах оврагов можно наблюдать лишь увлажненную землю и своеобразный соляной «лед». Расход воды в действующем источнике составлял 0,12–0,15 л/сек. Следовательно, источник Большого лога (при минерализации 257 г/л) в час выносил около 125 кг растворимых солей или 3,1 т/сутки. Минерализация воды в источнике настолько высока, что по берегам русла образовались своеобразные забереги из соляного «льда».

Обстановка показывает, что питание источников атмосферное и снеговое. Поверхностный сток собирается в древних долинах и отводится по воронкам на глубину. Таким образом, сток вертикально фильтруется вглубь массива. Двигаясь впоследствии горизонтально или почти горизонтально, часть поступившей воды в виде источников разгружается у подножья гор. Источники выходят на 40–60 м выше уровня реки Нарын. Главным базисом развития карста является р. Нарын, местными: на северо-западе р. Ничке, на юго-востоке р. Торкент. Сток из гор Шамышкалата происходит в радиальном направлении, но, главным образом, на юг, юго-восток и восток.

Вполне возможно, что питание описанных источников, особенно в летнее время, осуществляется за счет конденсационных вод. Этому способствуют перепады температуры в дневное и ночное время. Подтверждается подобное предположение периодичностью действия источников в летнее время, т. е. при отсутствии выпадения осадков. Г. А. Максимович [4] отмечает, что некоторое количество подземных карстовых вод образуется за счет конденсации. Работы различных исследователей (Т. И. Устинова и др.), особенно для горной части Крыма, по-

казывают, что питание карстовых вод за счет конденсации может составлять 2,75–5,5 % от общего слоя выпадающих осадков.

Объяснять функционирование источников питанием восходящими подземными водами в настоящее время трудно, поскольку никаких сведений по этому вопросу не имеется. Скважинами толща не пересечена и даже неизвестно подстилается ли она отложениями красноцветной подсыты (N_2tn) или залегает на интрузии гранитов. Теоретически пласты соли и переслаивающие их глинисто-мергелистые породы являются водоупорами, поэтому питание напорными водами снизу происходить не должно. Однако наличие разрывных тектонических нарушений может обеспечить подпитывание грунтовых вод аллювиальных отложений и карстовых вод в массиве гор снизу. Если напорные воды находятся в толще соленосных отложений, то ниже днища р. Нарын они сильно минерализованы, а, следовательно, и не агрессивны к солям. Трещинные воды гранитов могут оказывать существенное влияние на формирование карстовых полостей.

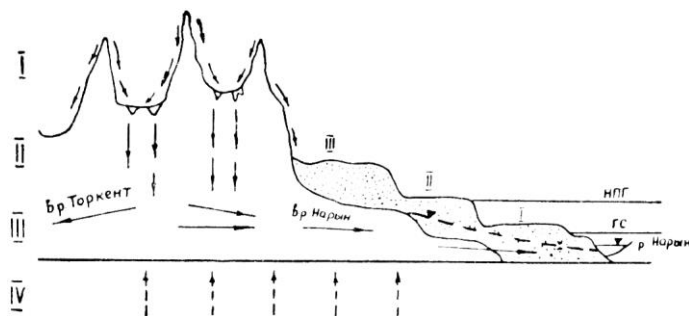


Рис. 2. Схема гидродинамической зональности карстовых вод для гор Шамышкмата

Таким образом, гидродинамическая зональность карстовых вод для массива гор Шамышкмата рисуется следующим образом: зона поверхностного стока, вертикальной нисходящей циркуляции, горизонтальной циркуляции. Наличие зоны вертикальной восходящей циркуляции вполне возможно, однако без детальных гидрогеологических исследований, основанных на буровых и опытных работах, утверждать ее присутствие не представляется возможным (рис. 2).

После подъема уровня р. Нарын до проектной отметки, новые берега вступят в контакт с водной массой водохранили-

ща. Интенсивность и скорость процесса формирования берегов зависит от многих факторов, но для описываемого участка водохранилища ведущими являются: уровенный режим, литологический состав пород и интенсивность проявления геодинамических процессов. Наиболее активно будут развиваться химическая абразия, карст и суффозия.

Факторами, тормозящими процесс уничтожения соли являются следующие. 1) Геоморфологическая обстановка. Коренные породы (отложения соленосно-гипсовой подсытки) с фронта прикрыты террасовыми отложениями II и III серий террас, представленными галечниками и тяжелыми засоленными пылевыми суглинками. Непосредственный контакт пресной воды с солями может осуществляться лишь по оврагам Большого и Малого логов. 2) Тектоническая дислоцированность. Соленосные отложения перемяты в относительно мелкие складки. Это создало такие условия, что даже при смыве террасовых отложений прямой контакт соли и воды будет осуществляться только в оврагах. Волну будут встречать маркирующие горизонты глин, содержащие прослои песчаников мощностью в несколько метров. Падение пластов достигает 60–70°. Только после их разрушения переработке подвергнется очередная пачка соленосных отложений. 3) Стратиграфическая последовательность напластований и наличие терригенных пород в разрезе. Соленосные отложения имеют мощность до 550 м, а пласты соли по мощности занимают всего лишь 15–20 %. Следовательно, после растворения и выщелачивания соли в очередной пачке, терригенные породы создадут естественное прикрытие, которое затормозит процесс растворения соли.

В настоящее время говорить о шаге обрушения береговых склонов трудно, но учитывая их крутизну можно предположить, что в первый год он составит несколько метров. Объемы перерабатываемых блоков будут исчисляться в тысячах кубометров. К прочим факторам, защищающим месторождение от уничтожения, можно отнести выветривание, сухость климата, кратковременное нахождение уровня водохранилища на отметке 900. Перед коренными склонами должны создаваться естественные аккумулятивные отмели из материала обрушившихся пород. В устьях саев должны формироваться пересыпи и бары.

Отрицательными моментами, способствующими берегоразрушению являются следующие. 1) Карстовые процессы в соленосных отложениях, карстово-суффозионные – развивающиеся в террасовых отложениях и массиве гор. Поднятие уровня р. Нарын и его периодическая сработка вызовет поступление в массив слабоминерализованных вод и активизацию карсто-

вого процесса. Некоторое тормозящее влияние на ход процесса будут оказывать высокоминерализованные (120–200 г/л) воды террасовых отложений.

Активизация карстовых процессов на побережье водохранилища проявится в виде увеличения подземных полостей и развития провальных явлений. В обнажениях будет широко развиваться химическая абразия. Кроме того породы соленосно-гипсоносных отложений довольно хорошо размокают, следовательно могут развиваться и процессы оплывания по подводному склону. Учитывая вышеизложенное можно предположить, что в первый год переработка берега, представленного II террасой, вряд ли превысит 40–50 м. В последующие годы переработка должна сократиться до 15–20 м/год. Произойдет формирование абразионной отмели и отмыв валунно-галечникового материала, который насыщает террасовые отложения. Естественная отмостка из валунов и гальки будет в дальнейшем тормозить берегоразрушение. Принимая ширину второй террасы равной 100–150 м, можно предполагать, что в первые 2–3 года она надежно защитит отложения соленосной свиты. Участок берега, тяготеющий к р. Ничке, после затопления образует пологий отмельный берег, где подводный склон будет падать под углом 1,5–3°. При таком наклоне поверхности берега практически не размываются.

Наиболее сложно берега будут развиваться в районе Большого и Малого логов. Проникновение воды по оврагам значительно ускорит процесс переработки берегов. Достаточно отметить, что в Малом логу и трех соседних с востока саях линия НПП пересечет до 20 пластов соли мощностью от 3,6 до 3,9 м, при их общей мощности около 40 м. Естественно, что такое явление не желательно, т. к. оно активизирует процесс переработки берегов.

Для защиты Кетмень-Тюбинского месторождения соли от уничтожения (растворения) целесообразно в районе тылового шва II террасы устьевые части Большого и Малого логов перекрыть дамбами. В верхней части дамбы необходимо оборудовать шлюзы для пропуска ливневых и талых вод. Через шлюзы будут сбрасываться и излишки воды соляных источников, вытекающих в районе месторождения.

Положительная роль дамб заключается в следующем: 1. За счет вод соленых источников, подпруженных дамбой, создадутся небольшие водоемы из рассолов (лагуны), которые надежно прикроют все выходы солей от растворения. Лагуны ликвидируют возможность соприкосновения пресных вод и солей. Минерализация воды в лагунах в виду сухости климата должна все время возрастать. 2. Создание водоемов в верхнем

бьефе дамб и поддержание в них уровня несколько выше НПГ водохранилища поможет снизить фильтрационную потерю пресных вод и затруднит их проникновение к соляным телам на месторождении. 3. Наличие дамб будет способствовать накоплению в верхнем бьефе продуктов эрозионного смыва, которые в последующем могут целиком заполнить водоем (лагуну) и надежно прикрыть выходы солей. Дамба возводится из местных материалов и со стороны водохранилища должна быть защищена от размыва. Особое внимание при этом уделяется участкам сочленения дамбы и террасы. Длина отдельных дамб, перекрывающих саи, не превысит 50–60 м, высота – 25–30 м.

Из всех прочих мер по сохранению и защите месторождения солей необходимо отметить рациональное регулирование уровня режима в годовом разрезе. Нужно помнить, что разрушение месторождения начнется лишь после того, как уровень воды превысит отметку 875.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дзенс-Литовский А. И. Карст соляных месторождений СССР. Изв. Всесоюзного Географического общества, т. 72, в. 6, 1940.
2. Дзенс-Литовский А. И. Соляной карст СССР. Л., 1966.
3. Максимович Г. А. Основные типы гидродинамических профилей областей карста карбонатных и сульфатных отложений. ДАН СССР, т. 12, 3, 1957.
4. Максимович Г. А. Основы карстоведения. Пермь, 1963.
5. Печеркин И. А. О гидродинамических зонах карстовых вод в условиях подпора русловыми водохранилищами. Уч. зап. Пермского университета. Докл. геол. факультета, в. 1, 1960.
6. Печеркин И. А. Формирование берегов водохранилищ в растворимых породах. Тр. 7 Байкальского координационного совещания по изучению берегов водохранилищ, т. 1, М., 1961.

Институт карстоведения и спелеологии

Г. А. Максимович, В. П. Костарев

ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ КАРСТА СИБИРИ

Вследствие довольно широкого развития карста в пределах Сибири [26, 29], с ним приходится встречаться при решении целого ряда практических вопросов. Кратко остановимся на тех, где роль карста особенно значительна.

Полезные ископаемые карстового типа. Карстовые формы нередко содержат разнообразные минералы и горные породы, скопления которых представляют промышленный интерес. Полезные ископаемые карстовых пустот по происхождению делятся на автохтонные и аллохтонные [21, 23]. Первые образуются за счет переотложения растворимого вещества самих карстующихся пород, вторые – осадочного генезиса (механические, химические, органогенные, смешанные и др.). Автохтонные образования пока неизвестны.

К аллохтонным образованиям в Сибири относятся механические (алмазы, золото, пески, огнеупорные глины), химические (бокситы) и органогенные (фосфориты, селитра) полезные ископаемые.

Почти повсеместно, где отмечены погребенные карстовые воронки (Енисейский кряж, Патомское нагорье, Иркутская и Черемховская области и др.), встречаются карстовые месторождения огнеупорных каолиновых глин, являющихся сырьем для производства фарфора и огнеупоров.

Последнее время широкой известностью пользуются месторождения фосфоритов карстового типа. Карстовые фосфориты по происхождению делятся [23] на первичные биогенные (залежи гуано, костяные брекчии), вторичные биогенно-метасоматические (островные, пещерные) и вторичные остаточно-метасоматические (остаточно механические, остаточно-химические и смешанные химико-ме-

ханические). Последние имеют наибольшее практическое значение. Образуются они в результате выветривания известняков и накопления фосфатов, которые были первоначально рассеяны в известняках. Это объясняется большей стойкостью фосфоритов к выветриванию, нежели известняков.

К остаточно-метасоматическому типу относятся Адиаксинское и Пызасское месторождения в Горной Шории [23]. Такие же фосфориты обнаружены в районе Восточных Саян (бассейн р. Сисим) и в Западном Прибайкалье [14, 15]. Обычно фосфатопоявления приурочены к карбонатным отложениям синия и кембрия (Горная Шория, Восточные Саяны), реже – к верхнепротерозойским известнякам (Западное Прибайкалье). Содержание фосфорного ангидрида в карстовых фосфоритах высокое – от 15 до 28 % [15]. Эти фосфориты без обогащения могут быть использованы для получения фосфоритной муки. Н. А. Красильникова и А. И. Смирнов [16] отмечают наличие карстовых фосфоритов в бассейне р. Усы (Кузнецкий Алатау), приуроченных к карбонатным отложениям усинской свиты кембрия. Фосфориты отличаются высоким качеством и содержат до 30–32 % фосфорного ангидрида. Запасы карстовых фосфоритов иногда значительны. Так, только по четырем карстовым участкам Пызасского месторождения в Горной Шории они достигают 15 млн. тонн [35].

В пещерах Сибири, особенно на Алтае и Дальнем Востоке, возможны скопления гуано, главным образом, летучих мышей. М. Ф. Розеном [33] на Алтае в пещере по правому берегу Чарыша напротив д. Усть-Чагирка обнаружены десятки тысяч этих животных и залежи гуано [25]. Множество летучих мышей и в пещерах по р. Арзамасовке, впадающей в залив Ольги [4]. Гуано может служить местным удобрением.

Некоторые исследователи [7, 8, 18, 39] в Приенисейском районе выявили карстовый тип месторождений бокситов. Отмечается пространственная связь бокситов с участками развития карстующихся карбонатных отложений верхнего силура, нижнего и среднего кембрия. Возраст карста третично-мезозойский [18]. Карстовый тип месторождений бокситов развит в северо-западной оконечности Енисейского кряжа (Татарское месторождение), в верховьях рр. Подкаменной Тунгуски, Большой Варламовки, Верхней Лебедянки, Осиновки (правые притоки Енисея), на левых притоках р. Бахты.

В Сибири отмечаются и марганцевые оруденения карстового типа. Они наблюдаются в Усинском и Мазульском месторождениях марганца в Кузнецком Алатау [12, 30, 31] и на Яшкинском месторождении известняков в Кузнецком бассейне [2].

В районе Усинского месторождения среднекембрийские

мраморы закарстованы на глубину до 300 м. Карстовые полости в этих породах, ныне заполнены пещерными карбонатными брекчиями с повышенным содержанием марганца [11, 31].

На Яшкинском месторождении закарстованы известняки пачинской свиты франского яруса. В четвертичных отложениях, выполняющих карстовые формы, встречаются более или менее значительные концентрации псиломелана в виде неправильных гнезд, жильных и корневидных включений [2].

За последние годы в Сибири, особенно в Южной Якутии, выявлена группа месторождений золота, связанная с процессами карстообразования и приуроченная к карбонатным породам, преимущественно палеозойского возраста. Такие месторождения отмечаются на Енисейском кряже [32, 38], Патомском нагорье [29], Алданском щите [5, 28], Салаирском кряже [31], в Кузнецком Алатау [11].

В россыпных месторождениях к карстовым формам могут быть приурочены повышенные концентрации алмазов. Отмечены они в бассейне р. Малая Батуобия, вблизи знаменитой кимберлитовой трубки «Мир». Алмазоносные нижнелейасовые отложения подстилаются здесь на небольшой площади (200×400 м) закарстованными карбонатными породами ордовика, что способствовало сохранению их от размыва [3, 6].

Карстующиеся породы – известняки, гипсы, ангидриты, соли – сами являются полезными ископаемыми. Сильная закарстованность снижает их качество, что необходимо учитывать при разработке месторождений. Так, при подсчете запасов Усть-Борзинского месторождения известняков в Восточном Забайкалье проводилось тщательное исследование и учет карстовых явлений [10].

Значение карста при разработке месторождений полезных ископаемых. Наличие карстовых полостей значительных размеров в карстующихся породах может быть причиной аварий и поломок бурового инструмента.

Карст, благодаря большому скоплению воды в подземных карстовых полостях, вызывает затруднения при эксплуатации месторождений полезных ископаемых, залегающих под закарстованными породами или перемежающихся с ними. Шахты и другие горные выработки, вскрывая карстовые полости, вызывают обильный приток подземных вод, что требует мощных водоотливных средств или прекращения дальнейшей проходки. Так, в феврале 1959 г. на руднике Таштагол (Горная Шория) произошел прорыв карстовых вод, затопивших весь нижний горизонт. Приток воды первоначально достигал $2200 \text{ м}^3/\text{час}$, превысив обычный более, чем в 10 раз [17].

Этот случай послужил толчком к более тщательному изу-

чению карста на месторождении. В результате исследований было установлено, что отдельные карстовые полости, заполненные насыщенным водой обломочным материалом, соединяются между собой. При вскрытии горными выработками они служат дренирующими каналами для значительных статических запасов подземных вод [13]. Это может привести и к аварийным прорывам вод в горные выработки.

Глубинные карстовые провалы имеют большое значение и в месторождениях каменного угля. Так, провалы, отмеченные во многих шахтах Иркутского угольного бассейна, нарушают целостность угольных пластов, разубоживают пласт или совсем уничтожают большие его площади [29].

Наличие карста не всегда является отрицательным фактором, т. к. карстовые подпластовые полости можно использовать для спуска в них шахтных вод, экономя этим электроэнергию и рабочую силу.

Значение карста при гидротехническом строительстве. Наличие карстовых полостей и трещин в породах, слагающих берега и ложе реки, осложняет сооружение плотин, гидроэлектростанций, водохранилищ, мостовых переходов. Недоучет карста при их проектировании может стать причиной утечки воды из водохранилищ, неудач при строительстве плотин и мостов. Особенно важно изучение карста в районах Сибири в связи с широким размахом строительства крупнейших гидроэлектростанций на Ангаре и Енисее.

В зарубежной и отечественной практике известны десятки случаев недоучета карста, приводивших к печальным последствиям. Но это не означает, что в районах развития карста нельзя строить плотины и гидростанции. В этих случаях следует детально исследовать карстовые явления и процесс в целом, изучить, по возможности, все существующие карстовые полости и выработать мероприятия по борьбе с ними. Такое изучение карста сопровождало проектирование каскада гидроузлов на Ангаре в районе с. Бархатово [1, 19, 20, 36].

Н. А. Флоренсов и М. Ф. Кузнецов [37], давая общую оценку геологических условий гидротехнического строительства в бассейне р. Селенги, отмечают, что в районах затопления и подтопления озерно-аллювиальных равнин в поверхностных отложениях могут встретиться участки, содержащие мирабилит. Карст мирабилита может вызвать нежелательные явления. При растворении мирабилита на глубине возникают просадки грунтов, а при растворении в речной воде может образоваться сульфалюминат кальция – «цементная бацилла». При дальнейшем изучении следует разработать способы нейтрализации этого соединения.

Значение карста при дорожном, промышленном и гражданском строительстве. Издавна известны деформации железнодорожного полотна в районах развития карстующихся пород. Карстовые провалы под путями возникают очень быстро и нарушают нормальные условия эксплуатации железных дорог, вызывают перебои в движении поездов, а иногда обуславливают большие затраты средств и даже перенос путей. Такие примеры для Сибири не известны, но тем не менее исследования карстовых явлений на участках, где проектируются и строятся новые железные дороги, следует проводить с особой тщательностью.

При строительстве гражданских и промышленных зданий со значительными нагрузками в карстовых районах нельзя ограничиваться обычными исследованиями до глубины 5–7 метров. Наряду с четвертичными отложениями нужно изучать Карстующиеся породы, степень их закарстованности, формы проявления, глубину распространения и размеры подземного карста, скорость развития карстовых процессов, особенно в районах гипсового карста.

Карст Сибири – главным образом глубинный, часто не выраженный на поверхности водораздельных пространств. При возведении тяжелых сооружений карст может сказаться и на поверхности, вызвав деформацию построек.

При инженерно-геологических исследованиях закарстованных территорий большое практическое значение имеет определение происхождения карстовых воронок. В районах, сложенных слабо растворимыми известняками и доломитами, где зона горизонтальной циркуляции находится на значительной глубине, провальные воронки почти не образуются. Поэтому условия строительства здесь более благоприятные, нежели в районах с неглубоким залеганием зоны горизонтальной циркуляции, где развиты провальные воронки [27]. При определении инженерно-геологических условий в обжитых районах можно использовать классификацию устойчивости территорий [24].

Водоснабжение в карстовых районах. Карстовые районы характеризуются своеобразными условиями водоснабжения. Атмосферные осадки, талые снеговые воды и, частично, речные воды поглощаются трещинами, понорами, воронками и отводятся вглубь карстующихся пород. Поэтому многие карстовые районы бедны поверхностными водами. Условия движения и химический состав трещинно-карстовых вод определяются мощностью и составом карстующихся пород, их залеганием, степенью нарушенности и трещиноватости, закарстованностью и др. факторами.

Обычно карстовые воды благоприятны для водоснабжения

населенных пунктов, особенно воды карбонатных отложений, где минерализация в большинстве случаев менее 1 г/л. Так, в настоящее время трещинно-карстовые воды палеозойских известняков являются источником водоснабжения Салаирских рудников, с. Гавриловского и рабочего поселка г. Гурьевска [9], некоторых районов Кузнецкого бассейна [31] и Малого Хингана, Борзинского рудника в Забайкалье и др. [10].

Воды сульфатных отложений более минерализованы (от 0,5 до 1 и более г/л), и использование их для водоснабжения требует большей осмотристельности.

Каменная соль является наиболее растворимой породой. Воды, циркулирующие в соленосных отложениях, значительно минерализованы (до 300 и более г/л). Для водоснабжения применяться не могут. Благодаря повышенному содержанию ионов калия, брома и бора они используются в качестве промышленных растворов (район Кемпендйских куполов, район Олекминска и др.).

С карстом тесно связана проблема технического водоснабжения. Вода, насыщенная продуктами растворения карстующихся пород, т. е. минерализованная или просто жесткая, не пригодна для использования в паровых котлах, кожевенной, дубильной, красильной и др. промышленности.

Для россыпных месторождений, имеющих значительное распространение в Сибири, при промывке породы необходимо большое количество воды. В случае расположения месторождения в районе выхода карстовых источников, процесс добычи полезного ископаемого значительно удешевляется. Сильно удорожается и осложняется разработка месторождений в районах исчезающих речек и бедных грунтовыми водами, где карст действует как иссушающий фактор. К таким месторождениям необходимо подводить воду издалека, затрачивая при этом массу средств. Иногда из-за недостатка воды разработка месторождений вообще становится нерациональной. В таких районах возможно использование подземных вод карста.

Карст имеет также большое значение для сельского хозяйства. Известковые почвы служат замечательным пастбищем. В этих районах может успешно развиваться животноводство. В районах распространения многолетнемерзлых грунтов можно найти «теплые» земли на массивах закарстованных карбонатных пород, где возможно выращивание западных сортов пшеницы, кукурузы и других культур.

Наличие карста сказывается и отрицательно. Большое количество воронок, провалов портит пахотные угодья, затрудняет применение машинной техники, создает эрозию почв.

Нет надобности подробно характеризовать значение пещер – оно общеизвестно. Пещеры изучаются гидрогеологами и геоморфологами, археологами и палеонтологами, минералогами и гляциологами, метеорологами и гидрологами, зоологами и ботаниками. Например, наблюдения в пещерах используются при геоморфологических исследованиях. Часто паузы в вертикальных движениях земной коры в карстовых районах сопровождаются образованием в речных долинах цокольных террас и горизонтальных пещер. Это позволяет синхронизировать эти эрозионные и карстовые образования. Коррелируя горизонтальные карстовые пещеры с речными террасами, можно установить возраст последних [22].

Карст в Западной Сибири нередко помогал при геологическом картировании. В ряде плохо обнаженных районов при отсутствии коренных выходов контакты задернованных карбонатных толщ прослеживались по цепочкам воронок. Карстовые формы, заметные на аэрофотоснимках, также помогали проведению геологических границ и выявлению элементов внутренней структуры карбонатных полей Западной Сибири [31].

В связи с широким размахом строительства карст в Сибири приобретает все большее и большее значение.

При этом необходимо учитывать, что сибирский карст главным образом глубинный и развит в районах широкого распространения многолетнемерзлых грунтов, что имеет существенное практическое значение. Поэтому исследование карста при строительстве, поисках и разработке месторождений полезных ископаемых должно быть особенно тщательным.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров И. Г. Проблема Ангары. Гос. соц. -экон. изд-во, М.–Л., 1931.
2. Александров К. И., Гольберт А. В. О происхождении марганцевого оруденения на Яшкинском месторождении известняков. Геология и геофизика, № 1, 1961.
3. Алмазы Сибири. Госгеолтехиздат, М., 1957.
4. Арсеньев В. К. В дебрях Уссурийского края. Географгиз, М., 1952.
5. Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. Изд. АН СССР, М., 1955.
6. Бобриевич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А., Красов Л. М, Смирнов Г. И., Юркевич Р. К. Алмазные месторождения Якутии. Госгеолтехиздат, 1959.
7. Боголепов К. В., Пельтек Е. И. Перспективы бокситоносности северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Бюлл. н.-техн. информ. МГ и ОН СССР, № 7 (12), 1957.
8. Боголепов К. В., Пельтек Е. И. О некоторых ошибках в

характеристике бокситоносных отложений Приенисейской части Сибири. Геология и геофизика, № 5, 1961.

9. Большаков П. М. Карст северо-восточного Салаира. Региональное карстование. Изд. АН СССР, 1961.

10. Большаков П. М. Карст Усть-Борзинского месторождения известняков Восточного Забайкалья. Региональное карстование. Изд. АН СССР, 1961.

11. Буров В. П. Карстовые формы рельефа в юго-западной части Кузнецкого Алатау. Уч. зап. Томск. ун-та, № 36, 1960.

12. Додин А. Л. Геология и полезные ископаемые Кузнецкого Алатау. Углетехиздат, М.–Л., 1948.

13. Зейц Ф. Ю. Карст на Таштагольском железорудном месторождении и его влияние на горные работы. Горн. журн., № 4, 1962.

14. Иванов В. А. Сопоставление по вопросу развития сырьевой базы фосфоритов в районах Сибири и Д. Востока. Сов. геол., № 6, 1961.

15. Косов Б. М. Дальнейшие итоги геологоразведочных работ и перспективы их дальнейшего развития. Сов. геол., № 4, 1962.

16. Красильникова Н. А., Смирнов А. И. Вторичное обогащение фосфоритных залежей в континентальных условиях. Бюлл. науч.-техн. информ., № 5 (17), 1958.

17. Кузнецова М. А., Колесникова В. А. Проявление карстовых вод на Таштагольском железорудном месторождении в Горной Шории. Сов. геол., № 7, 1960.

18. Лаврушин Ю. А., Щукина Е. Н. Материалы по бокситоносности Приенисейского района. Сб. Бокситы, их минералогия и генезис. Изд. АН СССР, М., 1958.

19. Малышев В. М. Итоги работ и основные установки плана второй пятилетки по Ангарской проблеме. Всп. Ангаро-Енисейск. проблемы. М.–Иркутск, 1934.

20. Малышев В. М. Гипотезы решения Ангарской проблемы. ОГИЗ, М.–Иркутск, 1935.

21. Максимович Г. А. Генетические типы полезных ископаемых в карстовых пустотах. Тез. докл. на совещ. по изуч. карста, вып. 9, М., 1956.

22. Максимович Г. А. Корреляция речных террас и горизонтальных карстовых пещер. Тр. Комис. по изуч. четверт. периода. Изд. АН СССР, М., 1957.

23. Максимович Г. А. Карстовый тип месторождений фосфоритов. Уч. зап. Пермского ун-та, докл. геолог. фак-та, т. 15, вып. 1, 1960.

24. Максимович Г. А. Плотность карстовых воронок и устойчивость закарстованных территорий. Геология и разведка. Изв. высш. уч. зав., № 7, 1961.

25. Максимович Г. А. Фосфориты пещер. Пещеры, вып. 1, Пермь, 1961.

26. Максимович Г. А. Тектонические закономерности распределения карста на территории СССР. Общие вопросы карстования. Изд. АН СССР, М., 1962.

27. Максимович Г. А. и Голубева Л. В. Генетические типы карстовых воронок. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 87, № 4, 1952.

28. Маслов Ю. С. Золотоносные карсты. Природа, № 4, 1962.

29. Пармузин Ю. П. Ландшафтообразующее значение карста Сибири. Уч. зап. МГУ, вып. 170, 1954.

30. Радугин К. В. Ивановское месторождение марганцевых руд (Зап. Сибирь). Сов. геология, № 3, 1941.

31. Радугин К. В. Современный и древний карст Западной Сибири. Региональное карстование. Изд. АН СССР, 1961.

32. Рожков И. С. О мезозойских россыпях Енисейского края. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1945.

33. Розен М. Ф. Массовые скопления летучих мышей в одной из пещер Алтая. Природа, № 9, 1953.
34. Седенко М. В. Гидрогеология некоторых угольных месторождений, М., 1951.
35. Сухарина А. Н., Сажин А. И., Спандерашвили Г. И. Горношорский фосфоритоносный район. Разведка и охрана недр, № 2, 1961.
36. Толстихин Н. И. К вопросу об инженерно-геологических условиях сооружения Ангарстроя. Разведка недр, № 3, 1933.
37. Флоренсов Н. А., Кузнецов М. Ф. Общая оценка геологических условий гидротехнического строительства в бассейне р. Селенги. Тр 2-го совещания по подземн. водам и инж. геол. Вост. Сибири, вып. 3, 1959.
38. Щукина Е. Н. К геологии южной золотоносной системы Енисейского округа. Бокситы, т. 1, ч. II, 1936.
39. Щукина Е. Н. Бокситы Енисейского края. Тр. Всес. н.-исслед. ин-та мин. сырья, вып. II, 1936.

Институт карстоведения и спелеологии

Г. А. Максимович, В. П. Костарев

КАРСТ АЛТАЯ

Алтайская горная страна представляет систему хребтов преимущественно северо-западного простирания, соответствующего направлению тектонических структур, и включает ряд межгорных котловин. Степные холмистые пространства Алтая на западе с отметками 350–400 м сменяются на востоке горными цепями высотой 3500–4000 м. На севере и северо-востоке Алтай резко отделен от Западно-Сибирской низменности тектоническим сбросом – ярко выраженным в рельефе уступом высотой 300–500 м. Алтайскую горную страну пререзают многочисленные реки: Бия, Катунь, Иртыш, Чарыш, Бухтарма и др. Многочисленны следы древних оледенений – морены, «бараньи лбы», озера. Горные цепи Алтая и сейчас покрыты вечными снегами, мелкими и крупными ледниками.

Геологическое строение Алтая отличается большой сложностью, что обуславливает и стратиграфическое различие его отдельных частей: большей (северо-восточной) – Горного Алтая и меньшей (юго-западной) – Рудного Алтая. Горный Алтай сложен главным образом докембрийскими и нижнепалеозойскими образованиями, в Рудном Алтае преобладают девонские и каменноугольные породы. Мезозойские и кайнозойские отложения имеют небольшое развитие.

В разрезах синийских и палеозойских отложений принимают участие мощные толщи карбонатных пород. Площадное распространение их ограничено, но на участках обнажающихся известняков и мраморов ясно видны черты карстового ландшафта [24, 26]. Карстуются карбонатные породы синия и силура, в меньшей степени-кембрия, девона и нижнего карбона. Разлит древний и современный карст. Карстовые процессы наиболее интенсивно протекают на участках, приуроченных к реч-

ным долинам и придолинным полосам водоразделов. Здесь наблюдаются поверхностные и многочисленные подземные карстовые формы.

Широкому развитию карста на Алтае благоприятствуют длительный континентальный режим территории, сопровождавшийся интенсивными неотектоническими движениями в конце неогенового – начале четвертичного времени, большая мощность и сильная трещиноватость растворимых карбонатных пород, наличие крупных зон разломов и обширных платообразных поверхностей, значительное количество атмосферных осадков, обладающих высокой агрессивностью.

Горный Алтай находится в зоне избыточного увлажнения. Среднегодовое количество атмосферных осадков на площадях средневысотных гор составляет 500–600 мм, а в некоторых местах достигает 800–1000 мм и более. Основная часть осадков (до 170–200 мм) выпадает в летние месяцы, что также способствует карстообразованию.

Поверхностные формы карста не отличаются большим разнообразием и встречаются довольно редко. Представлены они в основном понорами, провальными воронками, карстово-эрозионными оврагами, суходолами, котловинами, редко каррами, колодцами; единичны карстовые шахты, арки.

АЛТАЙСКАЯ КАРСТОВАЯ ОБЛАСТЬ [17, 18, 19] характеризуется преобладанием глубинного карста, проявляющегося в виде многочисленных гротов, пещер, карстовых каналов и полостей. Это общая для Сибири особенность карста связана с физико-географическими условиями территории, главным образом с распространением многолетней мерзлоты и длительностью периода отрицательных температур. Во время суровой сибирской зимы карстовые процессы на поверхности замирают, в то время как на глубине они с различной интенсивностью протекают круглый год. Энергичны процессы физического выветривания, приводящие к быстрому накоплению обломочного материала, также затрудняющего карстообразование.

В пределах Алтая карстовые процессы проникают на значительные глубины. В долине реки Чарыша подземные полости вскрыты на глубине 40–50 м ниже современного уровня реки.

Наибольшей известностью пользуются пещеры Алтая, привлекавшие внимание исследователей с давних пор. Еще во второй половине XVIII в. академик П. С. Паллас [30] исследовал и описал несколько пещер в среднем течении р. Ини, левого притока р. Чарыша. К настоящему времени на Алтае насчитывается более 200 пещер [48]. В них встречаются разно-

образные натечные образования, подземные озера, кости ископаемых животных, массовые скопления летучих мышей. Некоторые пещеры были обитаемы человеком палеолита [36, 37, 39, 41, 50].

Площадь распространения карстующихся пород Алтайской карстовой области достигает $15\,000\text{ км}^2$. Интересно сравнить плотность пещер Алтая с плотностью пещер областей и районов относительно хорошо изученной Приуральской карстовой провинции. В первом случае она более 13, в то время как для карстовой области Уфимского плато площадью 10000 км^2 , характеризующейся карбонатным карстом средне-европейского типа [20], составляет всего лишь около 3-х пещер на 1000 км^2 . Наибольшая плотность в пределах Приуральской карстовой провинции характерна для Сылвинско-Сергинского района интенсивного гипсового карста, но и здесь она не превышает 12,5.

До настоящего времени карст Алтая изучен весьма недостаточно, но отрывочные данные, встречающиеся в статьях гидрогеологов и геологов [1, 2, 12, 23–25, 49], географов и краеведов [3, 7, 11, 32–34, 51–53], археологов и других исследователей [4, 36, 37, 42, 54] и, особенно, последние работы К. П. Черняевой [55, 56, 57], А. С. Крюкова [14], А. Н. Тупотиловой [47, 48] и А. М. Маринина [22] позволили авторам в 1962 г. провести предварительное районирование Алтайской карстовой области, которое приводится в настоящей работе.

Катунский карстовый район, наиболее крупный в Алтайской карстовой области, приурочен к одноименному антиклинорию, ядро которого сложено карбонатными верхнесинийскими образованиями [27]. Площадь района 6000 км^2 . Карстуются сильно трещиноватые, нередко мраморизированные известняки верхнего синия и кембрия. Карстовые формы развиты широко, преобладают пещеры. На приводораздельных участках встречаются поноры, провальные воронки, колодцы, небольшие котловины, озера, есть исчезающие речки и карстовые источники.

Более полно изучен карст хребта Иолго и бассейнов рек Камышлы и Сарасы, где наибольшей закарстованностью отличаются склоны речных долин, междуречье Куют-Эликмонар, верховья Маймы и М. Иши. Развитые здесь воронки обычно округлой формы с крутыми склонами. Диаметр их колеблется от 1,5–5 до 80–100 м (в среднем 8–10 м), а глубина – от долей метра до 50 м [47]. На дне воронок встречаются щеле- и колодцеобразные поноры. Часть воронок периодически заполняется водой, превращаясь в озера. Характерно, что многие провалы образуются на дне и склонах более древних во-

ронок. Своеобразен Ингурекский провал, где на дне большой воронки находится колодец диаметром около 2 м и глубиной более 20 м, поглощающий две постоянно текущие речки. Колодцы подобного типа расположены в Вороньем логу [47] и Коптеловом овраге [22].

Плотность воронок в пределах карстовых полей обычно малая или небольшая, редко значительная [20]. Так, в районе Ингурекского провала на площади около 0,25 км² насчитывается 12 воронок [48]. Чаще встречаются одиночные воронки или группы из 2–3 воронок. Одиночные воронки нередко достигают больших размеров. Наиболее крупная из них, диаметром 200 м и глубиной 100 м, расположена в верховьях р. Кара-Кокши [7]. Юго-западный склон ее представляет известковую скалу, из-под которой с шумом вырывается ручей и тут же скрывается под землей. Крупные провалы встречаются также в бассейнах рек Карым, Сараса, Чепош и др. К участкам распространения крупных воронок приурочены карстово-эрозионные овраги и суходолы. Большая часть их развита в долинах левых притоков р. Катунь – Усть-Убы, Белой Маюты, Чепоша, Камышлы, Сарасы и др. [22, 48].

Весьма интересны карстовые шахты, расположенные в районе котловины Чистое болото [22]. Глубина наиболее крупной из них 52,5 м. На поверхности южной стены шахты наблюдаются карры – бороздки глубиной от 3 до 9 см. На дне и стенках шахты в осенне-зимний период образуются ледяные натечные образования и покровный лед, исчезающие к концу мая. Внизу карстовая шахта переходит в небольшую пещеру, в одном из ходов которой встречаются сталактиты и сталагмиты, кальцитовые корки и занавеси.

Другая шахта глубиной 42 м имеет расширенное устье, представляющее воронку диаметром до 60 м. На дне шахты имеется озеро, по-видимому, подземно-проточного типа. Площадь его постоянно изменяется. На дне озера встречен понор.

Широко распространены в районе пещеры. Часто встречаются группы, насчитывающие до 10 пещер и более. Наибольшей известностью пользуются Талдинские пещеры, впервые описанные в 1880 г. в отчете о поездке по Западной Сибири и Алтаю Н. М. Ядринцевым [61]. Позднее они были отмечены В. В. Сапожниковым [43], А. А. Хребтовым [54], В. Шемелевым [59], а некоторые из них исследованы М. И. Кротом [13] и П. П. Хороших [51]. Пещеры расположены на левом берегу р. Катунь против пос. Известкового. Известно около 15 пещер и несколько пещер-ниш. Самая крупная из них сквозная длиной 143 м. Отмечается зависимость простираения ходов и гrotов от тектонической трещиноватости. В одной из пещер об-

наружены сталактиты. Выше Главной Талдинской пещеры имеется еще несколько пещер длиной около 100 м. Большая часть их завалена обломочным материалом. Близ вершины известнякового массива находится резко очерченная замкнутая карстовая котловина длиной 600 и глубиной от 20 до 40 м [14], образовавшаяся, по-видимому, за счет обрушения свода пещеры. Высотное положение Талдинских пещер хорошо увязывается с уровнями террас р. Катунь.

Пещеры также развиты в районе Ингурекского провала, Каменного Лога, в окрестностях сел Бирюли, Н. Куюма, Черги, Барлака, в долинах рек Сарасы, Камышлы, Киндерли, Узнези, Аюли и др. Местах [7, 10, 11, 14, 43, 47, 48, 51–53]. Наибольшей протяженностью среди них обладают Аккаинская (125 м), Бирюлинская (90 м), Таркольская (80 м), Первая Пролетарская (80 м) и Большая Камышлинская (72 м) пещеры. Несколько сквозных пещер длиной до 300 шагов (?) известно в окрестностях села Айского [10]. Интересна Коточепская ледяная пещера, вход в которую расположен на дне воронки. Пещера длиной около 50 м почти на всем протяжении завалена обломками известняка. На потолке и стенках ее видны небольшие сталактиты. Лед в пещере сохраняется круглый год [47].

Одной из наименее распространенных форм являются карстовые мосты и арки. В пределах Катунского района известен только один карстовый мост, расположенный на левом берегу р. Катунь в окрестностях с. Чепоша. Узкий проход его имеет длину 26 и высоту от 6 до 10 м [53].

Закарстованные известняки синия и кембрия характеризуются высокой водообильностью. Мощные карстовые источники встречаются в бассейнах рек Сарасы, Эликмонара, Аккай, Усть-Убы и др. Дебиты их до 30–50, реже 100 л/сек и более. Источники обычно приурочены к зонам разломов и контактов известняков с некарстующимися породами. Воды слабоминерализованные (сухой остаток 0,2–0,4 г/л), гидрокарбонатно-кальциевые [1, 2]. Весьма характерен газовый состав карстовых источников, указывающий на атмосферное происхождение газов. Так, в составе газа Сарасинских источников содержится кислорода – 12,6 %, окиси углерода – 0,9 %, азота и благородных газов – 86,5 %. Намечается связь источников с «Провальной ямой», расположенной гипсометрически выше и поглощающей поверхностные водотоки с расходом, примерно равным дебиту Сарасинских источников [2, 12].

Баратальский карстовый район площадью 1200 км² приурочен к одноименному, разбитому небольшими поперечными разломами, горстовому выступу, сложенному в основном

верхнесинийскими карбонатными отложениями [27]. Полоса карстующихся известняков синия и, в незначительной степени, девона развита преимущественно по юго-западному склону Сумультинского хребта и его приводораздельной части. Район изучен слабо. Карстовые формы представлены воронками, провалами, пещерами, исчезающими ручьями и источниками. Карстопроявления в основном слабые, что объясняется, по-видимому, наличием многолетней мерзлоты и слабой растворимостью мраморизированных известняков. Кроме того, распознавание карстовых форм затрудняется мощным покровом ледниковых отложений [14]. Многочисленные, но небольшие, пещеры наблюдаются в верховьях правых притоков р. Катунь – Сумульты и Кадрину [51]. Здесь же расположены крупные карстовые провалы [48]. По р. Кадрину в синийских известняках встречаются очень большие карстовые источники с дебитом до 160 л/сек [2].

Несколько следующих карстовых районов (Ануйский, Таурацкий, Усть-Канский, Яломано-Чуйский) и участков выделяются в пределах наиболее крупной структурно-фациальной зоны Алтая – Ануйско-Чуйской, геосинклинальное развитие которой началось с конца среднего кембрия и, с многочисленными мелкими перерывами, продолжалось до середины франского века [27]. Отложения, выполнявшие Ануйско-Чуйский синклинирный прогиб в течение верхнего кембрия, ордовика и силура, вначале чисто терригенные, в конце силура сменяются карбонатными толщами. Чагырская свита верхнего силура почти полностью сложена известняками мощностью от 750 до 1500 м. Известняки очень чистые, нередко мраморизированные. Восточнее, ближе к Катунскому антиклинорию, карбонатные отложения свиты постепенно замещаются терригенными [26].

Ануйский карстовый район площадью около 1500 км² находится в среднем течении р. Ануй. Карстуются известняки силура, в меньшей степени-девона. В районе развиты поноры, воронки, колодцы, суходолы, исчезающие ручьи и реки, карстовые источники, пещеры, редко карстовые арки. Воронки обычно округлые или эллипсовидные, конусообразные с задернованными, а иногда и залесенными склонами; чаще встречаются на приводораздельных участках. Лишь в долине р. Щепеты воронка расположена в 5 м от русла реки. На дне ее выходит карстовый источник восходящего типа [56]. Плотность воронок не превышает 10 на 1 км². Чаще встречаются одиночные воронки, на дне которых, как правило, развиты водопоглощающие поноры.

Широко распространены пещеры. Еще в 1905 г., совершая

поездку по Алтаю, А. М. Зайцев [8] отметил ряд пещер по правому берегу р. Черного Ануя. В настоящее время в среднем течении р. Ануя насчитывается около 30 пещер [55, 56 б, в]. Наиболее крупная и весьма интересная пещера Каракольская расположена на правом берегу р. Каракола, притока Ануя. Пещера имеет 9 этажей, сообщающихся между собой органами трубами и колодцами; общая протяженность всех ходов и гротов около 500 м. Каракольская пещера отличается разнообразием и многочисленностью натечных образований, редких для алтайских пещер в целом. В ней находятся сталактиты и сталагмиты, занавеси, колонны, а в гротах нижних этажей встречаются причудливые образования, состоящие из длинных игольчатых кристаллов арагонита. В двух гротах нижнего этажа имеются небольшие подземные озера [55, 56 а].

В Ануйском карстовом районе встречаются весьма редкие формы – карстовые арки. Так, в верхней части известнякового массива на правом склоне Пещерного Лога, впадающего в р. Каракол, расположены три арки [57]. Высота наиболее крупной из них 10 м, ширина внизу 2,5 м, вверху – 1,5 м, длина прохода 7 м, толщина свода в центральной части 5 м. Пол арки имеет наклон к дну Пещерного Лога. Арка образовалась за счет обрушения свода некогда существовавшей здесь пещеры.

В долине р. Ануя наблюдаются многочисленные периодически и постоянно действующие карстовые источники, приуроченные в основном к зонам разломов и контактов. В бассейне р. Ануя мощность зоны вертикальной нисходящей циркуляции карстовых вод, по данным К. П. Черняевой [56], достигает 250–300 м.

Таурацкий карстовый район расположен в среднем течении р. Песчаной. Карст приурочен к выходам известняков силура, площадь распространения которых составляет около 1300 км². Карст района почти не изучен. Карстовые формы представлены преимущественно пещерами, расположенными южнее д. Солоновки и в долине р. Барагаша, левого притока р. Песчаной [10, 48].

Усть-Канский карстовый район площадью 1100 км² в бассейне верхнего течения р. Чарыша приурочен к известняковым массивам, ограничивающим межгорные котловины. Карстуются преимущественно известняки силура. Среди карстовых форм характерно преобладание небольших пещер и ниш. Закарстованные массивы известняков часто представлены изолированными холмами-останцами. Многие полости пещер вскрыты; в гротах встречаются пещерные глины мощностью до 2 м [14]. Все это указывает на значительный возраст кар-

стовых процессов. Пещеры большей частью сухие, не содержат натечных образований и завалены обломками пород. Встречаются небольшие, но глубокие карстовые котловины. Карстовые источники малочисленны, с незначительными дебитами. Для района характерен засушливый климат. Среднее количество атмосферных осадков в Усть-Кане составляет 336 мм в год [14].

Среди пещер района наиболее известна Усть-Канская, отмеченная еще в 1895 г. М. Н. Соболевым [44], а в 1905 г. А. М. Зайцевым [8]. В пещере обнаружены костные остатки более чем 17 видов крупных и мелких животных, а также орудия древнего человека. Среди 10 видов крупных зверей в ней встречены (впервые в палеолите в СССР), кости байкальского яка и кяхтинского винторога [4, 41]. Основываясь на фаунистических находках, С. И. Руденко [42] пришел к выводу, что стоянка человека в Усть-Канской пещере относится к теплой, степной фазе, предшествующей последнему оледенению Алтая – верхнему плейстоцену.

Яломано-Чуйский карстовый район с рядом карстовых участков имеет общую площадь около 1200 км². Район расположен в бассейне р. Чуи, правого притока р. Катунь, и в пределах северо-восточного склона Теректинского хребта (верховья р. Б. Яломана, нижнее течение р. Аргута). Закарстованы в основном силурийские известняки, выходящие на поверхность отдельными массивами. Карстовые явления района исследованы слабо. Наиболее подробно изучен Чуйский карстовый участок, где в районе Белого Бом обследовано 4 пещеры, несколько гротов и крупная карстовая котловина [14]. Высотное положение пещер соответствует уровням первой надпойменной (10–12 м) и высокой (100 м) террас р. Чуй. Пещеры сухие, лишены натечных образований. Наиболее крупная из них общей протяженностью 111 м отвечает уровню высокой террасы. Пещера заканчивается большим куполообразным гротом, в верхней части которого имеется полукруглое окно. В известняках скалы Белый Бом расположена также обширная карстовая котловина длиной около 2 км при ширине от 70 до 150 м [14]. В устье р. Чуй развиты карстовые воронки [48].

В пределах района, кроме Чуйского, выделяются Больше-Яломанский, Аргутский и Карасуский карстовые участки. В верховьях р. Б. Яломана на поверхности древнего пенеплена Теректинского хребта находится небольшое карстовое поле со значительной плотностью воронок [48]. Воронки чашеобразной формы, диаметром 3–5 м; на дне их в течение всего лета сохраняется снег. Здесь же встречаются крупные карстовые

источники. В пещерах по р. Яломану наблюдаются скопления селитры [51].

Чарышский карстовый район приурочен к Чагырскому синклинию, в ядрах синклиналей которого развиты сложно смятые крутопадающие карбонатные лудловские отложения. В бассейне речки Локтевки, где в верхнем силуре есть и терригенные отложения, мощность его достигает 1000–1200 м. Восточнее, по р. Чарышу, мощность известняков верхнего силура (Чагырская свита) составляет 400–500 м. Известняки очень чистые, обычно мраморизированные [26]. Площадь Чарышского района 2000 км². Вместе с Ануйским районом он относится к числу наиболее изученных [9, 15, 39, 40, 48, 51, 55–57]. Карстовые явления отмечены в бассейне среднего течения р. Чарыша, в долинах рек Ини, Белой, Ханхары, Тулаты и др. Среди карстовых форм преобладают пещеры (плотность свыше 60 пещер на 1000 км²), встречаются карры, воронки, колодцы, органические трубы, котловины, суходолы; единичны карстовые арки.

Закарстованные площади характеризуются наличием исчезающих ручьев и рек и многочисленных карстовых источников. Густота речной сети здесь значительно меньше, чем на площадях развития некарстующихся пород [56]. Речка Тулата, левый приток р. Чарыша, в верхнем течении дважды поглощается понорами и течет подземным путем в общей сложности около 3 км. В частности, речка протекает по нижнему этажу Тулатинской пещеры протяженностью более 300 м. Пещера имеет 3 этажа, из которых два верхних в настоящее время сухие.

Полностью поглощаются трещинами и понорами и оканчиваются слепо рч. Сухая Каменушка и ключ на горе Небо. Ключ Известной имеет подземное русло длиной до 2 км [56]. Исчезающие ручьи и речки встречаются в бассейне р. Ускучевки [35]. Суходолы обычно имеют северо-восточное и северо-западное простирание, соответствующее господствующим направлениям тектонической трещиноватости в известняках силура и девона.

В местах выхода известняков на поверхность иногда развиваются карры. Так, в окрестностях Воскресенского рудника П. П. Пилипенко [35] обнаружил желобки шириной до 3–4 см. В среднем течении р. Ускучевки им же встречены воронки диаметром в несколько десятков метров. Карстовые воронки также встречаются в долинах рек Чарыша, Ини и др.

Часто в долинах рек на окраинах закарстованных массивов встречаются карстовые источники. Наблюдаются периодические, или временные источники, приуроченные в основном к

зоне вертикальной циркуляции, мощность которой в бассейне Чарыша колеблется от 70 до 150 м, и постоянно действующие с незначительными или резкими колебаниями дебита. Последних в долине среднего течения Чарыша насчитывается более 30 [56]. Многие источники обладают большим дебитом. Два родника у с. Усть-Чагырки имеют дебит 34,5 и 85 л/сек. Дебиты родников подвержены сезонным колебаниям. Отмечается зависимость температуры воды источников от дебита. У больших и значительных источников [20] температура воды редко превышает 5,5°–6,5°, у малых и незначительных в летний период достигает 10°С [2]. Воды пресные, гидрокарбонатно-кальциевые.

В бассейне Чарыша известны и восходящие карстовые источники, выходящие из воронкообразных углублений и приуроченные, по-видимому, к зоне сифонной циркуляции. Наличие зоны поддолинной циркуляции карстовых вод установлено бурением. В районе Ново-Чагырского рудника в известняках силура скважинами на глубине 40–50 м ниже русла Чарыша вскрыты водоносные карстовые полости [56].

Пещеры Чарышского района известны исследователям со второй половины XVIII в., когда академик П. С. Паллас [30] посетил и описал несколько пещер в среднем течении р. Ини. Несколько позднее эти пещеры обследовал Е. Патрэн [67].

В 1831 г. Ф. Геблером [64] были открыты и описаны костеносные пещеры по Чарышу и в окрестностях Змеиногорска. В этом же году пещеры на правом берегу р. Чарыша против д. Чагырской исследованы А. Кулибиным [15], а в 1833 г. неизвестным автором (вероятно, А. Кулибиным) описаны 4 пещеры по р. Ханхаре, левому притоку Ини [29]. Одна из Ханхаринских пещер имеет длину около 80 м. Дно Чарышских и Ханхаринских пещер покрыто глиной с костями вымерших животных. Определением их занимались Г. Фишер [63], Пандер и Зембницкий [31], Ратке [68] и др. Позднее Чарышские пещеры изучались Г. Гельмерсеном [5, 65, 66] и Г. Щуровским [60], а в 1871 г. И. Ф. Брандт [62] опубликовал подробное описание коллекций костей из пещер северо-западного Алтая. В 1891 г. И. Д. Черский [58] обобщил сведения о костных остатках, найденных в пещерах по Чарышу и Ханхаре. Им приводится список 37 видов послетретичных млекопитающих, среди которых мамонт, шерстистый носорог, пещерная гиена, исполинский олень, первобытный бык и др. [28]. Палеонтологические и археологические находки позволили установить палеолитический возраст обитания пещер человеком [36, 37, 50]. В бассейне среднего течения р. Чарыша известно более 100 пещер. Пещеры располагаются шестью ярусами, часто сообщаются подзем-

ными каналами, трубами и колодцами. Гипсометрическое положение пещерных ярусов соответствует уровням речных террас. Особенно отчетливо эта связь прослеживается в долине Чарыша [55]. Пещеры бедны натечными образованиями. Только в 8 пещерах района встречаются сталактиты, еще реже наблюдаются сталагмиты [14]. Две небольшие пещеры со сталактитами и сталагмитами находятся в окрестностях села Тюдрала [10]. На стенках некоторых пещер на участках со сложной мелкой трещиноватостью развиваются подземные карры [55]. Морфология пещер разнообразна. Встречаются сквозные, коридорные, мешкообразные и сложные пещеры; широко распространены ниши и пещеры-гrotы, обычно заканчивающиеся недоступной щелью или системой трещин [56 б, в].

У с. Усть-Пустынки на правом берегу Чарыша в скале «Монастырь», в верхней части юго-западного склона расположена карстовая арка «Яманы ворота». Высота прохода ее 2,5–3, ширина 3,5, толщина свода 2,5 м. Основание арки находится на высоте 75 м над уровнем Чарыша и гипсометрически соответствует 6 пещерному горизонту и уровню V надпойменной террасы [57].

Бухтарминский карстовый участок расположен на юго-восточном погружении Алейского антиклинория, где для верхней части турнейского яруса характерны карбонатные отложения, в том числе мощные рифовые известняки, развитые в нижнем течении р. Бухтармы. Мощность карбонатной толщи бухтарминской свиты достигает 250–300 м [26]. В 1809 г. Г. Спасский [45], путешествуя по Южному Алтаю, описал пещеры в известняковых горах близ устья Бухтармы. Позднее о Бухтарминской пещере упоминают А. Гумбольдт, В. Липский [16], а в 1924 г. ее исследует В. П. Нехорошев [23]. Значительно позднее в пещере найдены каменные орудия и кости животных, часто расколотые человеком [4, 6].

Чулышманский карстовый участок находится в нижнем течении р. Чулышмана. Карстуются, по-видимому, известняки силура. На правом берегу Чулышмана наблюдается около 10 небольших пещер и гротов [14]. Карст участка не изучен.

Кроме вышеописанных районов и участков в пределах Алтайской карстовой области можно выделить Чергинский, Коксуский, Аккемский, Алтынкульский (Телецкий), Урсульский и Ульбинский карстовые участки, характеризующиеся, как и весь Алтай, преобладанием подземных форм карста.

* * *

Изучение карста Алтая представляет большой научный и практический интерес. Пещеры Алтайской карстовой области

требуют всестороннего обследования. Многие из них могут дать большой и ценный материал для археологических, палеонтологических, зоогеографических и биологических исследований.

Большое значение для водоснабжения промышленных и сельских населенных пунктов имеют пресные трещинно-карстовые воды карбонатных пород синия, кембрия и силура.

Возможна приуроченность к карстовым полостям и пустотам, а также древним погребенным карстовым воронкам и депрессиям некоторых полезных ископаемых. В соседних с Алтаем карстовых областях Салаира, Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Западных Саян встречаются связанные с карстом месторождения золота, марганца, фосфоритов и бокситов [21, 26, 38]. При геологических работах на Алтае необходимо учитывать возможность обнаружения палеозойских бокситов и марганцевых руд, связанных с соответствующими эпохами карстообразования, проходившими в условиях длительного континентального режима территории. Наиболее перспективными в этом отношении являются синийские, кембрийские и верхнесилурийские карбонатные породы.

Карстовые процессы в ряде районов Алтайской карстовой области (Ануйском, Катунском, Чарышском и др.) отличаются активностью, о чем свидетельствуют развивающиеся карстовые воронки и колодцы с водопоглощающими понорами, провалы, наличие незаполненных карстовых полостей, обилие карстовых источников. Характерная для Алтая, как и для большей части Сибири, особенность карста – преобладание подземных форм – должна учитываться при гидротехническом, дорожном, промышленном и гражданском строительстве, поисках и разработке месторождений полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бейром С. Г., Кусковский В. С. Подземные воды Горного Алтая и прогнозная оценка их ресурсов. Сб. «Методика гидрогеол. исслед. и ресурсы подземн. вод Сибири и Дальн. Вост.» М., «Наука», 1966.
2. Бейром С. Г., Лепезин П. А. О подземных водах Алтая. Тр. Новосибирск. трансп.-энерг. ин-та. Вопросы гидрологии, вып. 13, 1961.
3. Верещагин В. Очерки Алтая. Новосибирск, 1927.
4. Верещагин Н. К., Мельникова Н. Н. Зоогеографические открытия археологов в Восточном Казахстане и в Алтайском крае. Изв. Всес. геогр. о-ва, вып. 90. № 4, 1958.
5. Гельмерсен Г. Об Урале и Алтае. Горн. журн., № 4, 1838.
6. Гохман И. И. Палеолитическая стоянка «Пещера» на Бухтарме. Кратк. сообщ. Ин-та истории матер. Культур, вып. 67, 1957.
7. Жарков М. Туристические маршруты по Горному Алтаю. Горно-Алтайск, 1957.

8. Зайцев А. М. По верхнему и среднему Чарышу, его притокам и по реке Коксу, притоку Катуня. Горн. журн., № 7, 1906.
9. Зайцев А. М. По верхнему и среднему Чарышу. Изв. Томск. ун-та кн. XXX, 1908.
10. Камбалов Н. По интересным местам Алтайского края. Барнаул, 1956.
11. Камбалов Н., Дулькейт Т. Путеводитель по Алтаю. Барнаул, 1963.
12. Комаров И. П. К вопросу о генезисе Сарасинских газизирующих источников. Вестн. Зап.-Сиб. ГГГТр, № 2, 1935.
13. Крот М. И. Талдинские пещеры. Изв. Зап.-Сиб. отд. Русск. геогр. о-ва, т. 5. Омск, 1926.
14. Крюков А. С. Географическое распространение и особенности проявления карстовых процессов в Горном Алтае. Изв. Алтайск. отд. Геогр. о-ва СССР, вып. 3, 1963.
15. Кулибин А. Известковые пещеры на берегу р. Чарыша. Горн. журн., № 3, 1831.
16. Липский В. Григорий Силыч Карелин (1801–1872). Его жизнь и путешествия. СПб., 1905.
17. Максимович Г. А. Районирование карста СССР. Докл. 4-го Всеуральск. совещ. по физ.-геогр. и экон.-геогр. районированию. Пермь, 1958.
18. Максимович Г. А. Карстовые районы СССР. Третье совещ. по подземн. водам и инж. геол. Сибири и Д. Востока, вып. 11. Иркутск, 1961.
19. Максимович Г. А. Тектонические закономерности распределения карста на территории СССР. Сб. «Общие вопросы карстования». М., Изд. АН СССР, 1962.
20. Максимович Г. А. Основы карстования, т. 1. Пермь, 1963.
21. Максимович Г. А., Костарев В. П. Карстовая область Кузнецкого Алатау. Научн. тр. Пермск. политехн. ин-та, сб. 12, вып. 2, 1964.
22. Маринин А. М. Карстовые явления в бассейнах рек Камышлы и Сарасы. Сб. «Вопр. геоморфол. и геол. Зап. Сибири». Барнаул, 1966.
23. Нехорошев В. П. Геологическое строение Прииртышских гор близ устья реки Бухтармы в Рудном Алтае. Изв. Геол. ком., т. 43, № 6, 1924.
24. Нехорошев В. П. Материалы для геологии Горного Алтая. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып. 177. М.–Л., 1932.
25. Нехорошев В. Алтай и его недра. М., 1933.
26. Нехорошев В. П. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958.
27. Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. М., «Недра», 1966.
28. Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период первый, 1931. Период второй, 1933. Период третий, 1934. Период четвертый. Изд-во АН СССР, 1937.
29. Описание известковых пещер по берегам Чарыша и Ханхары Томской губернии. Горн. журн., № 6, 1833.
30. Паллас П. С. Путешествие по разным провинциям Российского государства, ч. 2, кн. 2. СПб., 1770.
31. Пандер и Зембницкий. Систематическая роспись ископаемых костей, найденных в пещерах Чарышской и Ханхаринской и доставленных в музей Горного института. Горн. журн., № 6, 1833.
32. Пармузин Ю. П. Распространение и особенности карста Сибири. Бюлл. Московск. о-ва испыт. прир., отд. геол., т. 28, вып. 4, 1953.
33. Пармузин Ю. П. Вопросы карстования Сибири. Изв. Всес. геогр. о-ва, т. 86, № 1, 1954.

34. Пармузин Ю. П. Ландшафтообразующее значение карста Сибири. Уч. зап. Московск. ун-та, вып. 170, 1954.
35. Пилипенко П. П. Минералогия Западного Алтая. Изв. Томск. ун-та, кн. 62, 1915.
36. Потапов Л. Очерки по истории Ойротии. Новосибирск, 1933.
37. Потапов Л. П. Очерки по истории алтайцев. 2-е изд. М.–Л., Изд-во АН СССР, 1953.
38. Радугин К. В. Современный и древний карст Западной Сибири. Сб. «Региональное карстование». М., Изд-во АН СССР, 1961.
39. Розен М. Ф. Массовое скопление летучих мышей в одной из пещер Алтая. Природа, № 9, 1953.
40. Розен М. Ф. Древние стоянки человека в пещерах Алтая. Природа, № 2, 1954.
41. Розен М. Ф. История исследования природы Горного Алтая. Горно-Алтайск, 1961.
42. Руденко С. И. Усть-Канская пещерная палеолитическая стоянка. Мат-лы исслед. по археол. СССР, № 79, М.–Л., Изд-во АН СССР, 1960.
43. Сапожников В. В. Пути по Русскому Алтаю. Томск, 1912.
44. Соболев М. Н. Русский Алтай. Землеведение, кн. 3 – 4, 1897.
45. Спасский Гр. Путешествие по южным Алтайским горам в 1809 г. Сиб. вестн. Гр. Спасского, ч. III, 1818.
46. Суслов С. П. Физическая география СССР (Азиатская часть). М., Учпедгиз. 1954.
47. Тупотил о в а А. Н. Карстовые явления хребта Иолго. Изв. Алтайск. отд. Геогр. о-ва СССР, вып. 3, 1963.
48. Тупотилова А. Н. Некоторые данные о распространении и морфологии карста в Горном Алтае. Изв. Алтайск. отд. Геогр. о-ва СССР, вып. 5, 1965.
49. Тюменцев К. Г. Геоморфологический очерк Горного Алтая в пределах Ойротской автономной области. Тез. докл. на Сессия АН СССР, 1935.
50. Уваров А. С. Археология Сибири. Каменный период. М., 1881.
51. Хороших П. Пещеры Алтая. Природа, № 4, 1938.
52. Хороших П. П. Писаницы Алтая. Кратк. сообщ. Ин-та истории матер. Культур., вып. 14, 1947.
53. Хороших П. П. Киндерлинская пещера. Природа, № 9, 1949.
54. Хребтов А. А. Из природы Алтая. Бийск. о-во народн. ун-та. 1919.
55. Черняева К. П. Пещеры северо-западного Алтая. Уч. зап. Томск. пед. ин-та, т. XIX, вып. 1, 1961.
56. Черняева К. П. О некоторых особенностях гидрографии карстовых районов северо-западного Алтая. Уч. зап. Томск. пед. ин-та, т. XX, вып. 1, 1961.
- 56а. Черняева К. П. Каракольские пещеры. Пещеры, вып. 6 (7), Пермь, 1966.
- 56б. Черняева К. П. Плотность и густота пещер в карстовых районах Северо-Западного Алтая. Пещеры, вып. 7 (8), Пермь, 1969.
- 56в. Черняева К. П. Карст некоторых районов Алтая. Вопросы карстования, вып. II. Пермь, 1970.
57. Черняева К. П., Артемьева Е. А. Карстовые арки и окна в северо-западном Алтае. Пещеры, вып. 2. Пермь, 1962.
58. Черский И. Д. Описание коллекций послетретичных млекопитающих животных, собранных Новосибирской экспедицией 1885–86 гг. Прилож. к 65 тому зап. Акад. Наук, № 1, СПб., 1891.
59. Шемелев В. Горные экскурсии рабочей молодежи. Сибирские огни, № 1, 1925.

60. Щуровский Г. Геологическое путешествие по Алтаю. М., 1846.
61. Ядринцев Н. М. Поездка по Западной Сибири и в Горный Алтайский округ. Зап. Зап.-Сиб. отд. Русск. геогр. о-ва, кн. 2, 1880.
62. Brandt I. F. Neue Untersuchungen uber die in den altaischen Hohlen aufgefundenen Saugethierreste, ein Beitrag zur quaternaren Fauna des Russischen Reiches. Bull. Acad. d. Sc., XV, St. –Pet., 1871.
63. Fischer G. (de Waldheim). Notice sur les ossements fossiles des cavernes, des rives du Tcharych en Sibirie. Bull. Soc. d. Nat., III, de Moscou, 1831.
64. Gebler de. Notice sur une caverne a ossements fossiles, situee sur les rives du Tcharych en Sibirie. Bull. Soc. d. Nat., III, de Moscou, 1831.
65. Helmersen G. Ueber den Ural und Altai. Bull. Sc. Acad. Sc., II, de St.–Pet., 1838.
66. Helmersen G. Reise nach dem Altai im jahre 1834 ausgefuhrt. Beitrage zur Kenntnis der Russ. Reiches. Bd. XIV, St.–Pet., 1848.
67. Patrin E. Bericht von einer im Sommer 1781 auf dem Altaischen Gebirge verrichteten Reise. Pallas, Neue Nord. Beytrage, IV, 1783.
68. Rathke. Uber fossile Knochen aus den Felsenhohlen bei Schlangenberg. Nouv. Mem. Soc. Natur., III, de Moscou, 1834.

Институт карстоведения и спелеологии

А. Н. Ильин, Е. В. Безвесильный, В. З. Чхеидзе

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КАРСТА В ЧЕХОСЛОВАКИИ

В 1963 г. авторы статьи выезжали в ЧССР для ознакомления с методами исследования карста и народно-хозяйственного освоения закарстованных территорий. Советских специалистов, в частности, интересовал опыт строительства в карстовых районах, применение карстовых источников для водоснабжения, а также использование карстовых пещер.

Благодаря большому вниманию и содействию со стороны чехословацких товарищей, удалось за сравнительно короткий срок осмотреть наиболее интересные карстовые районы и познакомиться с работами ряда организаций, занимающихся разрешением указанных вопросов. Материалы поездки и легли в основу настоящей статьи.

Изучение карста в Чехословакии

Карст в Чехословакии имеет большое распространение. Закарстованные территории занимают площадь около 2500 км^2 , причем три четверти их приходится на Словакию. Карстующимися породами на территории Словакии, в Карпатах, являются среднетриасовые гуттенштейнские и веттерштейнские известняки, частично доломиты, а в Чехии и Моравии – карбонатные отложения девона и силура. Для форм развития карста наиболее характерны пещеры, которые достигают огромных размеров.

К основным карстовым районам Чехословакии относятся Моравский, Липтовский и Южнословацкий Карст.

Моравский Карст располагается северо-северо-восточнее г. Брно, в пределах Драганской возвышенности. Здесь, в полосе девонских известняков площадью около 100 км^2 , находится

группа карстовых пещер с известной пропастью Мацоха. Карстующиеся известняки очень чистые, содержание CaCO_3 в них достигает 90–97 %. Породы разбиты двумя системами трещин, причем развитие карста связано с наиболее молодой из этих систем, вызванной альпийской складчатостью. Поверхностные воды в этом районе – Слоупский поток у Слоупа, Белая вода у Гольштейна – исчезают в известняковом массиве, появляясь затем в виде речки Пунквы на дне пропасти Мацоха глубиной 138,4 м, после чего Пунква около километра течет под землей и окончательно выходит на поверхность в каньоне Пустой Жлеб.

Липтовский Карст занимает северную часть Низких Татр, обращенную к р. Ваг. Темные гуттенштейнские известняки среднего триаса закарстованы здесь в пределах полосы, имеющей в длину 50 и в ширину от 3 до 20 км. В этом районе много карстовых пещер, причем наиболее значительная из них система Деменовских пещер имеет протяженность до 20 км. Пещерные галереи располагаются здесь одиннадцатью этажами, возникшими в связи с развитием подземной р. Деменовки. Образовавшись из нескольких потоков, эта речка течет под землей 4 км и выходит из-под скалы, имея дебит около $2 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Южнословацкий Карст располагается у чехословацко-венгерской границы и охватывает район площадью свыше 800 км^2 . Наиболее известная в этом районе пещера Домица с подземной рекой Стикс протягивается через границу в Венгрию, где она носит название Аггтелекской. В этом же районе находится самая глубокая в Чехословакии карстовая пропасть Барздалаш глубиной 182 м.

В изучении чехословацкого карста господствует спелеологическое направление. Пещеры изучаются различными организациями, причем планомерные работы проводятся только Географическим институтом Чехословацкой АН в г. Брно (В. Панош, О. Штелцл и др.) и Спелеологическим отделением Географического института Словацкой АН в г. Липтовском Микулаше (А. Дроппа). Исследования ведутся также научными сотрудниками институтов Чехословацкой АН и высшей школы (Ф. Скрживанек, И. Кунский, В. Ложек, В. Крал и др.) и любителями – спелеологами. Последние объединены в спелеологических клубах и кружках, которые нередко состоят из 100 и более человек. Исследования карста проводят также местные организации, в ведении которых находятся пещеры, открытые для туристов. Документацию пещер в Словакии в значительной мере ведет Музей словацкого карста в г. Липтовском Микулаше. Координация всех названных работ осуществ-

вляется центральной комиссией по изучению карста при Географическом институте Чехословацкой АН в г. Брно.

При изучении пещер в Чехословакии основное применение получил геоморфологический метод. Измерения в пещерах проводятся с помощью рейки, мерного троса и буссоли, а при необходимости более точных исследований – теодолитом. Результаты этих измерений служат основой для составления подробных планов и профилей пещер. Нужно отметить, что документация спелеологических исследований находится в Чехословакии на высоком уровне.

Серьезное внимание уделяется петрографическому и палеонтологическому изучению пещерных отложений (работы В. Ложека, Ю. Куклы и др.), а также изучению современного климата и палеоклимата пещер (Е. Квит и др.). Интересные материалы дает исследование пещер, служивших убежищем древнего человека. Так, пребывание человека в пещере Домица в палеолите и неолите оставило следы периодически отлагавшейся копоти от очагов. Эти следы копоти можно видеть на срезе при распиливании сталактитов.

Важной своей задачей чехословацкие карстоведы считают установление этапов развития карста, а также связи карстовых форм с формами поверхностного рельефа. В частности, Спелеологическим отделением Географического института САН в г. Липтовском Микулаше проводится сопоставление горизонтальных галерей Деменовской пещеры с речными террасами р. Деменовки.

Открытие новых карстовых пещер осуществляется в Чехословакии различными путями. Были случаи обнаружения подземных полостей в процессе горно-проходческих работ. Спуск водных сифонов и разработка подземного хода в месте выхода источника давала возможность проникнуть в ранее неизвестные полости. При поисках новых пещер обращают внимание на миграцию летучих мышей, которые обычно устремляются в большие подземные пустоты. Делались попытки, хотя и не вполне удачные, устанавливать взаиморасположение пещер на основе радиопеленгации. Для определения направления древних потоков, ранее протекавших через систему пещер, использовалась ориентировка плоских галек, отложенных в пещере этими потоками.

Геофизические методы исследования применяются в Чехословакии редко. Тем не менее следует упомянуть, что в результате электроразведки, произведенной Ф. Скрживанеком, и последующего бурения была открыта Божковская пещера в Северной Чехии.

Там, где имеются подземные водотоки, чехословацкие спе-

леологи применяют и гидрогеологические методы. На основе геологического и тектонического изучения района, картирования мест ухода водотоков под землю и выхода их на поверхность устанавливается расположение и взаимосвязь карстовых полостей. Чтобы выяснить направление и скорость потоков карстовых вод, производятся запуски флюоресцеина, эозина, глюкозы, изотопов, спор ликопоидия. Наиболее положительные результаты давал последний из названных методов.

Особенно широко применял запуск красящих и других веществ в карстовые воды В. Панош. Запущенные им в районе пещеры Яворжичка (Северо-Моравский Карст) флюоресцеин и эманация радия были обнаружены через 6–8 дней в ряде источников на р. Мораве и ее притоке Тршебувке. Запуски тех же веществ в исчезающие речки в Моравском Карсте показали, что воды их текут в р. Пункву.

Сотрудники Географического института Чехословацкой АН в г. Брно (О. Штелцл, В. Вечек) проводят балансовые и режимные наблюдения в пределах Моравского Карста. На наблюдательных пунктах измеряются расходы водотоков, как исчезающих, так и выходящих на поверхность, с одновременными замерами температуры воды и воздуха. Помимо таких ежедневных наблюдений, два раза в месяц отбираются пробы воды на химический и бактериологический анализы. Временное перекрытие водотоков, уходящих в поноры (например, Едовницкого ручья), позволило определить минимальный расход карстового потока, соответствующий его подземному питанию. При этих условиях дебит и температура карстовых источников характеризовались наименьшими колебаниями.

Балансовые определения количества подземных вод в закарстованных массивах для отдельных районов Словакии проводятся гидрогеологическим отделением Геологического института им. Д. Штуры в г. Братиславе. При этом установлено, что модуль стока в закарстованных известняках среднего триаса обычно равен 9–12, в отдельных случаях достигая 25 л/сек с км^2 . Для доломитовых массивов тот же модуль подземного стока оказался равным 6–8 л/сек с км^2 .

Работы по районированию и прогнозированию карста в Чехословакии почти не производились [4]. Можно упомянуть попытку классификации карстовых областей Чехословакии по типам карста, предпринятую в 1957 г. Я. Миховской (Сб. «Чехословацкий карст», вып. 10). Представляет интерес работа О. Штелцла, который сравнил современную конфигурацию карстовых воронок в районе Пунквинских пещер в Моравском Карсте с картой, составленной для того же района 50 лет назад, и отметил изменения, вызванные деятельностью человека.

Следует сказать, что планом работ Географического института Чехословацкой АН в г. Брно на 1964–70 гг. предусмотрена тема «Типизация и районирование карста Чехословакии».

К недостаткам работ по изучению карста Чехословакии можно отнести то, что планомерные исследования ведутся в малых масштабах, нет стационаров в районах развития карста.

Как положительный пример, следует отметить, что чехословацкие спелеологи часто публикуют свои работы в сборниках «Чехословацкий карст» (выходит в г. Праге), «Словацкий карст» (выходит в г. Липтовском Микулаше) и в ряде других изданий, а также широко знакомятся с литературой по карсту, получаемой из других стран. В частности, Ф. Скрживанеком в сборнике «Словацкий карст», вып. 4, 1963 г. опубликована библиографическая сводка по карстовой периодике всего мира.

Карст и вопросы строительства

В результате ознакомления с работами научно-исследовательских и проектных организаций Чехии, Моравии и Словакии установлено, что строительство в условиях карста в Чехословакии практически не осуществляется. Карст в Чехословакии, как правило, развит на возвышенных массивах, в то время как основное строительство жилых, культурно-бытовых и промышленных сооружений ведется на равнинных участках и в долинах рек. При этом районы карста, где расположены пещеры, объявляются обычно заповедниками.

В тех случаях, когда отдельные объекты строительства все же располагаются в карстовых районах, специальных мер по укреплению сооружений не применяется, так как между основанием этих сооружений и карстовыми пустотами обычно залегают плотные известняки значительной мощности, а само развитие пустот происходит сравнительно медленно.

В качестве примеров строительства в карстовых районах можно назвать лишь единичные объекты. При сооружении Гарманецкого тоннеля на ж. д. Банска Быстрица – Дивяки в Словакии (длина тоннеля 4,7 км) было применено заполнение карстовых пустот бутовой кладкой насухо, с последующей инъекцией цементного раствора; тоннель облицован бетоном с увеличением толщины облицовки в два – три раза. При этом карстовые воды (свыше 300 л/сек) были отведены специальным каналом, проложенным под железнодорожным полотном.

В 1937 г. при строительстве котельной курорта Теплице на р. Бечве (Северная Моравия) были встречены карстовые ка-

верны в девонских известняках. По рекомендации проф. К. Заруба эти каверны перекрывались железобетонными балками длиной до 15 м, на которых и возводилось здание. На этом же курорте по рекомендации проф. Гине в свое время путем инъекции было предпринято создание цементационной завесы в карстовых пустотах, чтобы оградить термальные воды от проникновения речных вод.

В 1953 г. в районе Нове Место на р. Ваг северо-восточнее г. Братиславы была построена плотина, частично располагающаяся на сильно закарстованных водоносных известняках триаса. Однако каких-либо противокарстовых мероприятий, помимо понижения уровня карстовых вод во время строительства, при этом не применялось.

Отмечаются случаи, когда карст все же препятствовал гидротехническому строительству. Так, на упомянутой уже р. Бечве близ г. Границе было запроектировано сооружение плотины длиной 800 и высотой 50 м. Однако, наличие закарстованных девонских известняков в основании заставило отказаться от выбранного створа. Сейчас плотина строится выше по реке на миоценовых глинах, где карста нет. Долина реки здесь шире, и приходится возводить земляную дамбу длиной 3 км.

После заполнения небольшого водохранилища, образованного плотиной Матичка в горной долине севернее г. Банска Быстрица (Словакия), происходила утечка воды через трещиноватые закарстованные триасовые известняки. Во избежание этого пришлось произвести значительную цементацию ложа водохранилища.

В целом, как уже сказано выше, примеров строительства и эксплуатации сооружений в условиях карста в Чехословакии очень мало.

Использование карстовых вод для целей водоснабжения

Если в Моравии и, особенно, в Чехии карстовые воды сравнительно мало используются для водоснабжения, то на территории Словакии карстовые источники дают 40 % всех используемых для водоснабжения подземных вод.

Вследствие того, что карстовые воды Чехословакии циркулируют в карбонатных породах, жесткость их, как правило, невелика и колеблется от 7–8°Н до 17,5–25° Н. Поэтому специальных мероприятий по умягчению карстовых вод при использовании их на хозяйственно-питьевые нужды не производится. При питании этими водами отдельных агрегатов на предприятиях, например, котельных установок, иногда производится умягчение воды.

Как правило, карстовые воды Чехословакии имеют хорошие бактериологические показатели, так как места формирования и выходы карстовых вод обычно расположены в районах заповедников, где не ведется строительство и нет постоянно живущего населения. Кроме того, протяженность путей подземной фильтрации в большинстве случаев оказывается достаточной для естественной очистки воды.

Карстовые источники Чехословакии характеризуются весьма различными дебитами – от 5–10 до 600–2400 л/сек. Основная часть источников имеет дебиты от 80 до 150 л/сек.

Сейчас проводится рассчитанная на пять лет работа по подсчету запасов карстовых вод в Словакии (инж. Е. Кульман). Такая задача решается путем использования фактических данных о модуле подземного стока для отдельных типичных участков с последующим распространением этих данных путем аналогии на другие территории.

В настоящее время в Словакии на базе использования карстовых источников организовано несколько крупных систем водоснабжения. При этом самотечные водопроводы протягиваются на расстояние 100–150 км. Они снабжают карстовыми водами города Банска Быстрица, Зволен, Жиар, Лученец, Тренчин и ряд других более мелких населенных пунктов. Проектируется водопровод для г. Кошице с использованием нескольких периодически действующих карстовых источников.

Характерен пример использования карстовых источников Мураньского плато в Восточной Словакии. На границе плато, по линии тектонического разлома, выходят 5 крупных карстовых источников, суммарный дебит которых колеблется от 400 до 2900 л/сек. Наиболее устойчивым дебитом обладают источники, располагающиеся гипсометрически ниже остальных. К настоящему времени часть источников уже каптирована и дает воду в общую систему снабжения засушливых и маловодных районов восточнее г. Банска Быстрица.

Помимо каптажа источников, все большее распространение получает в Чехословакии эксплуатация карстовых вод с помощью скважин. Для гидрогеологических наблюдений на таких скважинах чехи в последнее время применяют указатель уровня, выпускаемый западногерманской фирмой «Гидрометрише Веркштеттен». Снабженный набором поплавков для различных диаметров труб и счетчиков оборотов, этот небольшой прибор, устанавливаемый на устье скважины, дает точные замеры уровня воды и глубины выработки.

Использование карстовых пещер

Количество известных пещер в Чехословакии исчисляется сотнями. Для большинства их характерны чрезвычайно богатые и разнообразные натечные образования – сталактиты, сталагмиты, драпировки и т. д. Такие пещеры привлекают большое количество туристов.

В настоящее время для посещения в Чехословакии открыты 23 специально оборудованные пещеры, подавляющая часть которых находится в Моравии (Слоупская, Пунквинская, Яворжичская, Младечская и др.) и в Словакии (Домица, Деменовская, Беланская, Избица, Добшинская ледяная пещера и др.). В Чехии известны Хиновская и Конепруская пещеры.

Посещение пещер имеет как культурно-просветительное, так и экономическое значение. Число их посетителей достигает в Чехословакии 1,5 млн. человек в год. Около 20 % этого количества составляют иностранные туристы. При средней стоимости посещения пещеры 5 крон общий доход составляет примерно 7,5 млн. крон в год, не считая доходов от продажи сувениров и т. д.

Оборудование пещер для посещения их туристами требует проведения различных инженерных мероприятий. Зачастую пробивается дополнительный выход на поверхность, чтобы посетителям не приходилось возвращаться тем же путем. В пещерах сооружаются удобные бетонные дорожки, лестницы, мостики, видовые площадки и т. п. Непременным условием охраны достопримечательностей пещер является устройство ограждений в местах доступного для туристов расположения тонких и хрупких натечных образований.

Особое внимание уделяется устройству электрического освещения и декоративной подсветки. При этом оказалось, что тепло, излучаемое электрическими лампами, способствует росту различных мхов, которые покрывают натечные образования. В пещерах Чехословакии найдено 36 видов таких мхов. Чтобы затруднить их рост, в последнее время стали применять люминесцентное освещение (пещера Яворжичка в Северной Моравии).

К числу инженерных мероприятий относится регулирование подземных потоков. Так, в Пунквинской пещере в результате устройства водоотводящего тоннеля был понижен уровень р. Пунквы, что дало возможность организовать путешествия на лодках по подземной реке, оставляющие у туристов большое впечатление.

Использование карстовых пещер в иных целях в Чехословакии весьма ограничено. В Деменовской пещере Вывирание

устроен склад сыра. Удобные подъездные пути, а главное – постоянный режим температуры (7–8°) и влажности воздуха в пещере позволяют хранить здесь одновременно большое количество продукта. Предпринималось также использование подземных полостей для хранения минеральных вод.

Некоторые практические выводы

Поездка в целях ознакомления с карстом Чехословакии была очень интересной и полезной. Чехословацкие карстоведы достигли значительных успехов в спелеологии, у них хорошо поставлены исследования пещер, которые тщательно и оперативно документируются. Интересен опыт широкого привлечения к исследованиям карста любителей – спелеологов, объединяемых в клубах и кружках. Поучительна организация содержательных экспозиций по вопросам карста, подобно Музею словацкого карста в г. Липтовском Микулаше, где имеются разделы: охрана пещер, методы спелеологических исследований, фауна и флора пещер, археологические находки в них и т. п. Весьма наглядными пособиями являются рельефные карты, широко распространенные в Чехословакии.

Вопросы гидрогеологического изучения карста и его инженерно-геологического районирования решаются в Советском Союзе на значительно более широкой основе, чем в Чехословакии. Тем не менее, следует пожелать, чтобы в отечественной практике шире применялись такие методы, как запуск в подземные водотоки эозина, глюкозы, изотопов, спор растений, чаще использовался весьма результативный балансовый метод для выяснения гидрогеологических особенностей карста отдельных территорий.

Положительным в методике исследования карстовых вод, используемых для водоснабжения в Чехословакии, следует считать детальность геологического картирования с установлением модуля подземного стока для каждого карстового района.

Опыт использования карстовых пещер для туристских целей может найти в СССР более широкое применение, чем до сего времени. В первую очередь это касается пещеры Сатаплиа в Грузии, находящейся вблизи широко известного курорта Цхалтубо, а также Кунгурской пещеры, где проводится дальнейшее благоустройство и оборудование.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гвоздецкий Н. А. Карст. Географгиз, М., 1954.
2. Кригер Н. И. Карстовые явления в Чехословакии. Изв. ВГО, т. 85, вып. 2, 1953.

3. Лео Мотька и коллектив. По самым красивым местам Чехословакии. Прага, 1962 (на русском языке).
4. Максимович Г. А. Опыт районирования карста Чехословакии. Доклады геологического факультета. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 14, № 1, 1959.
5. Максимович Г. А. Карст Чехословакии и методы его изучения. Материалы комиссии по изучению геологии и географии карста. Ин форм. сборн. № 1, изд. АН СССР, М., 1960.
6. Максимович Г. А. Основы карстоведения, т. I, Пермь, 1963.
7. Максимович Г. А. Основы карстоведения, т. II, Пермь, 1969.

**Дзержинская карстовая станция,
Киевский н.-и. ин-т сантехники,
Ин-т Грузгипросельстрой**

С. В. Егоров

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ КАРСТА КУБЫ

На территории Кубы широко распространены карбонатные породы. Физико-географические и тектонические условия как современной, так и более древних эпох, благоприятствуют развитию карста.

Карст этой страны изучал известный кубинский географ и спелеолог А. Нуњес-Хименес [4, 7]. Некоторые данные о карсте Кубы приведены в работах Н. А. Гвоздецкого [1] и Г. А. Максимовича [2, 3].

Климат Кубы – полуконтинентальный. Общее количество атмосферных осадков – 1410 мм в год, причем распространены они в течение года неравномерно: с ноября по апрель – «сухой» период со среднемесячной суммой осадков 32–99 мм, а с мая по октябрь – «влажный» период, когда осадков выпадает до 200–260 мм в месяц. Дожди, как правило, интенсивные, но непродолжительные. В западной, центральной и восточной частях страны располагаются горные системы. На западе вдоль острова вытянута горная система Гуанигуанико, состоящая из двух горных цепей – Сьерра де лос Органос и Сьерра дель Россарио. Максимальные высоты над уровнем моря достигают 728 м.

В центральной части острова у южного его побережья располагается горная система Гуамуайя (Эскамбрай) с максимальными высотами до 1156 м. В восточной части страны, в провинции Ориенте, вдоль южного берега располагается горная цепь Сьерра Маэстра с максимальной высотой 1960 м, а в северной части – группа гор Сагуа-Баракоа. Вдоль острова, преимущественно в северной его половине, прослеживается ряд невысоких горных возвышенностей, которые являются водоразделом не только поверхностных, но и подземных вод,

вследствие чего сток направлен либо на юг – в сторону Карибского моря, либо на север – к Атлантическому океану и Мексиканскому заливу. Горные системы и горные возвышенности отделены друг от друга обширными равнинами и межгорными долинами. В строении Кубы принимают участие осадочные отложения юрской, меловой, палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем. В меловой и палеогеновый периоды в южной части острова проявлялась интенсивная магматическая деятельность, следствием чего является широкое распространение здесь интрузивных и эффузивных пород.

Куба расположена между современной Багамской платформой на севере и глубокоководной морской впадиной Бартлет на юге. В находящейся между этими структурами геосинклинальной области выделяются зоны, представляющие собой либо устойчивые прогибы, либо устойчивые поднятия. Указанные зоны вытянуты вдоль острова и обычно отделяются глубинными разломами. В пределах острова интенсивные орогенические движения происходили в юрское, меловое и палеогеновое время (невадский, субгерцинский и ларамийский циклы орогенеза). В неогеновом и четвертичном периодах имели место интенсивные неотектонические движения.

В общем структурном плане намечается простираание структур, близкое к широтному. Более молодые неогеновые структуры секут под значительным углом указанные выше простираания.

Карстовые явления наблюдаются в известняках, доломитизированных известняках, доломитах, реже в мраморах, юрского, мелового, палеогенового, неогенового и четвертичного возраста. А. Нуньес-Хименес [4] выделяет следующие морфологические виды карста: 1) конический (моготе), 2) карст холмов, гор и месет, 3) равнинный, 4) карст, частично погруженный в зоне болот, 5) карст, частично погруженный в море, 6) береговой, 7) карст поднявшихся над уровнем моря террас.

Формирование указанных видов карста определяется не только рельефом, но и возрастом карстующихся пород, а также историей геологического развития. По условиям карстообразования [2] можно выделить геосинклинальную и платформенную обстановки.

К геосинклинальной обстановке относится конический карст (моготе) и карст холмов, гор и месет. Формирование карста здесь шло в условиях устойчивых поднятий земной поверхности, которые сопровождались дроблением пород по зонам разломов и, следовательно, трещиноватостью, направленной вдоль простираания основных структур, т. е. вдоль длинной оси острова.

Конический карст (моготе) наиболее широко распространен в верхнеюрских известняках, слагающих в западной части острова горную цепь Сьерра де лос Органос. Последняя вытянута вдоль центральной части острова на 125 км и имеет ширину от 5 до 10 км. Верхнеюрские известняки, имеющие мощность до 400 м, залегают на слабоводоносных глинистых сланцах, аргиллитах, алевролитах и песчаниках ниже- и среднеюрского возраста. С севера и юга указанные породы в виде холмов ограничивают описанную горную цепь. Здесь имеется ряд разломов, вытянутых вдоль острова. В настоящее время в горной цепи Сьерра де лос Органос наблюдаются параллельные друг другу ряды известняковых конических гряд (останцов), имеющих название моготе. Они образуют цепи, которые разделяются обширными полями, а с севера и юга обычно ограничиваются краевыми долинами. В полях и краевых долинах встречаются отдельные останцы. Моготе имеют почти отвесные склоны, достигающие десятков, а иногда сотен метров в высоту. Верхняя их часть острая коническая, реже – несколько округлая с абс. отметками до 580 м.

По тектоническим трещинам в моготах развиваются и глубокие ущелья и пещеры. Здесь расположена одна из крупнейших пещер мира и самая большая в Латинской Америке, известная под названием Санто-Томас. Длина ее составляет 17,2 км [6]. В ней наблюдается пять галерей, расположенных на различных гипсометрических уровнях. В нижней из них происходит слияние трех рек, берущих начало на высотах, сложенных ниже- и среднеюрскими породами. После слияния река выходит на поверхность.

Наличие пещер на разных высотных уровнях и рек в основании имеет место и в других моготе. В сводовых частях пещер часто наблюдаются огромные трещины.

Поля, расположенные среди известняковых хребтов, имеют площадь иногда в несколько квадратных километров. Форма небольших полей округлая или слегка овальная. Некоторые из них изолированы, другие не сливаются, образуя форму восьмерки. Крупные поля вытянуты и по форме напоминают межгорные долины.

Стенки полей вертикальные, дно вогнутое, иногда они пересекаются реками. В северной и южной частях распространения известняковых гряд расположены краевые поля, наиболее известным из которых является долина Виньялес. С юга она ограничена холмами, сложенными глинистыми сланцами, с севера – известняковыми грядами. В пределах ее встречаются отдельные моготе. Дно долины, так же как и других крупных полей, сложено красноземами, представляющими собой

тикальные утесы, а центральная ее часть размыта. Образовалась своеобразная межгорная долина с отдельными моготе. Последние окружены полями с ровным дном, покрытым красными почвами, среди которых иногда выступают карстовые известняки с каррами, называемыми «собачьи зубы». Моготе здесь более широкие и не такие острые как в Сьерра де лос Органос. Поля соединяются между собой узкими ущельями, часто образуя четки. Сток воды из них идет по полостям в их дне и иногда по пещерам, расположенным ниже дна.

В этом районе расположена наиболее глубокая на Кубе пещера Кура, глубина которой достигает 154 м.

На севере провинции Ориенте между бухтами Банес и Хибара тянется район (Маньябон), сложенный ультраосновными вулканическими породами, на которых выделяются крупные моготе. Они представляют собой конические останцы известняков мелового возраста с вертикальными склонами и округлыми вершинами.

В южной части указанной провинции на склонах горной цепи Сьерра-Маэстро и горной группы Сагуа-Баракоа карстовые процессы образовали многочисленные пещеры. Реки иногда имеют глубокие каньоны, местами переходящие в естественные каналы или пещеры и затем вновь появляющиеся на поверхности.

Карстовые процессы широко распространены на горных возвышенностях в северной части провинции Лос Вильяс и Камагуэй. Здесь в известняках преимущественно мелового возраста преобладают карстовые колодцы и шахты, горизонтальные каналы и подземные реки. Карстовые воды выходят на поверхность в виде отдельных мощных источников и групп с большими дебитами. Такие источники, а также карстовые колодцы и шахты, широко используются для водоснабжения.

В горной системе Сьерра дель Россарио, а также на горных возвышенностях Гавана – Матансас и Бехукаль – Мадруга – Лимонар имеются пещеры, подземные реки, долины разрушения и в ряде мест, где обнажаются известняки, – «собачьи зубы».

Платформенная обстановка карстообразования характерна для молодых олигоценовых и главным образом миоценовых карбонатных пород. Они сформировались после последней (ларамийской) фазы интенсивной складчатости, поэтому сравнительно слабо уплотнены и сохраняют значительную первичную пористость. Породы слагают обширные равнины и некоторые межгорные долины. Первые располагаются вдоль южного побережья острова от западной его оконечности до горной системы Эскамбрай и от восточной границы последней до-

провинции Ориенте (рис. 2). Широкое распространение они имеют вдоль побережья центральной Кубы. В провинциях Матансас и Камагуэй они простираются от северного до южного побережья.

Межгорные долины располагаются между возвышенностями Гавана – Матансас и Бехукаль – Мадруга – Лимонар.

В структурно-тектоническом отношении районы распространения описываемых пород приурочены в основном к зонам устойчивых опусканий, что определило большие мощности олигоценовых и миоценовых отложений, достигающие 1500 м.

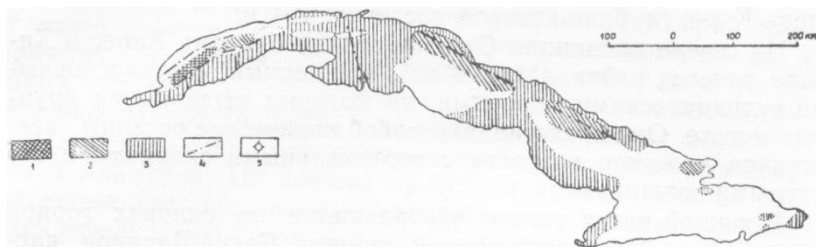


Рис. 2. Схема распространения закарстованных карбонатных пород: 1 – известняки верхнеюрского возраста, 2 – преимущественно карбонатные породы мелового и палеогенового возраста, 3 – карбонатные породы олигоценового, миоценового и четвертичного возраста, 4 – зоны тектонических нарушений, 5 – субмаринный источник в бухте Кочинос

При преобладании движений отрицательного знака в плиоцене, нижне- и среднечетвертичное время имели место значительные поднятия отдельных участков страны, которые вновь сменились опусканием.

Такие разнонаправленные движения определили наличие трещин в породах, которые обычно направлены под значительными углами к основным структурам и региональной трещиноватости.

По трещинам развивались крупные карстовые формы (пещеры, поноры, поля и др.), а по порам – каверны и полости размером от 1–2 м до 0,5–2,0 м. Наиболее кавернозными являются органогенные известняки, в меньшей степени – доломитизированные известняки и доломиты.

В западных и центральных частях Кубы районы распространения олигоценовых и миоценовых известняков после поднятия, определившего образование карста, претерпели опускание на значительную глубину. Так, на полуострове Сапата, в районе бухты Кочинос, автор наблюдал при бурении сильно кавернозные породы на глубине до 100 м ниже современного уровня

моря, при этом уменьшения кавернозности с глубиной не отмечалось. Вдоль северного побережья центральной Кубы имеется ряд известняковых островов, в которых наблюдаются пещеры и долины. Некоторые острова похожи на затопленные останцы конического карста.

Одновременно с опусканием отдельные участки острова (например, восточная оконечность) испытывали восходящие движения, что привело к образованию эрозионных террас и небольших равнин, расположенных на высотах 2, 15, 50–100 до 180, 200–260, 360–380, 410–450 м.

Для платформенной обстановки карстообразования А. Нуньес-Хименес [4] выделяет следующие разновидности карста: равнинный, частично погруженный в зоне болот и в море, береговой и поднявшихся над уровнем моря террас. Следует отметить, что для первых трех характерны такие формы, как пещеры, поноры, поля, карры – «собачьи зубы». На южном побережье провинции Гавана имеется ряд пещер с пресной водой, в которой живут слепые рыбы.

На полуострове Сапата в болоте одноименного названия имеется оз. Дель-Тесоро размерами 3,5×4 км, образовавшееся на месте карстового провала. Глубина озера достигает 10 м, при этом его дно находится на 6–8 м ниже современного уровня моря. На берегу моря имеются гроты и пещеры, созданные морской абразией.

В пределах распространения приподнятых террас находятся пещеры длиной до 1 км. Реки здесь обычно имеют глубоко врезуемые долины.

Обширные равнины Кубы, сложенные закарстованными известняками, содержат основные ресурсы пресных подземных вод, использующихся для водоснабжения. Высота равнин колеблется преимущественно от 50–60 до 2–1 м над уровнем моря.

Сток подземных вод направлен от водораздела в центральной части острова на юг или на север и осуществляется либо по полостям, приуроченным к тектоническим трещинам, либо по сообщающимся кавернам.

Около побережья происходит сложное взаимодействие между пресными водами, насыщающими закарстованные породы, и морем. Вдоль побережья часто наблюдаются заболоченные участки, покрытые мангровыми зарослями. Наличие таких участков обусловлено разгрузкой пресных подземных вод в пределах берега.

В мелководной части Карибского моря западнее бухты Кочинос отмечаются выходы субмаринных источников, которые

имеются в ряде мест и вдоль северного побережья центральной части острова. Интересные явления наблюдаются в зонах тектонических нарушений. Так, крупная зона нарушений установлена на полуострове Сапата. Она простирается с северо-запада на юго-восток. На ее продолжении в Карибском море располагается глубокая бухта Кочинос, вероятно, образованная этим разломом. В этой бухте около ее северо-западного берега у пос. Буенавентура имеется подводный источник соленой воды с минерализацией 15 г/л и дебитом около 20 м³/сек. Выход воды происходит в виде нескольких мощных грифонов на глубине около 5 м. В удалении 0,7 км от северного берега указанной бухты выходит наземный карстовый источник соленой воды с минерализацией 10 г/л и дебитом 1,5 м³/сек в виде грифона, от которого поверхностным стоком вода направляется в бухту. По составу вода обоих источников представляет собой разбавленную морскую воду. В бухте Кочинос минерализация морской воды 32 г/л, а в Карибском море – 37 г/л. Формирование описанных источников связано с наличием мощного потока пресной воды, движущегося по зоне разлома из центральной части острова к морю. Встречая сопротивление более плотной морской воды, этот поток выходит либо в виде субмаринного, либо в виде наземного источника, увлекая часть более соленой морской воды. Подобные явления известны под названием морских мельниц и, в частности, встречаются на морских побережьях Греции.

Подземные воды, приуроченные к описываемым закарстованным породам, интенсивно эксплуатируются для водоснабжения и орошения. Дебиты скважин колеблются от нескольких до 300–400 л/сек.

В прибрежных районах при снижении статических уровней подземных вод ниже уровня моря и длительной эксплуатации скважин наблюдается внедрение соленой морской воды в водоносный горизонт.

Хорошие коллекторские свойства кавернозных известняков позволяют проводить пополнение запасов подземных вод во «влажный» период и откачки их в «сухой» сезон. Так, в равнинной части провинции Пинар дель Рио сооружены водосборные каналы длиной в несколько километров, вытянутые параллельно горным сооружениям. В бортах каналов пробурены скважины, которые работают как водопоглощающие во влажный период года. В засушливое время вода из скважин откачивается и по каналу направляется для орошения полей.

Карст Кубы свидетельствует об огромных масштабах выщелачивания пород подземными водами. Огромная роль в развитии карста принадлежит восходящим тектоническим дви-

жениям, а опускание территории в четвертичное время определило формирование больших запасов пресных подземных вод на равнинах страны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гвоздецкий Н. А. Карст. Географгиз, 1954.
2. Максимович Г. А. Основы карстования, т. 1. Пермь, 1963.
3. Максимович Г. А. Основы карстования, т. II. Пермь, 1969.
4. Нуньес-Хименес А. География Кубы. Изд. иностр. литер., 1960.
5. Худолей К. М. Геологическое строение Кубы и ее положение в структуре Карибского района. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геол.-минер. наук, Ленинград, 1968.
6. Egorov S. V., Luege J. R. Hidrogeologia de Cuba. La Habana, 1967.
7. Furrzola-Bermudes G., Judoley C. M., Nunez- Jimenes A. y otz. Geologia de Cuba. La Habana, 1964.

ВСЕГЕИ

*ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ГИДРОЛОГИЯ КАРСТА**Е. А. Кротова***ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВОД В
КАРСТОВЫХ РАЙОНАХ ПЕРМСКОЙ ОБЛАСТИ**

Геологическая деятельность поверхностных и подземных вод в карстовых районах многообразна и зависит от конкретных природных обстановок. К последним следует отнести литологический состав пород, геологическое строение, новейшие тектонические движения, энергию рельефа, климат. Химический состав пород определяет темпы химической денудации. Тектонические движения в прошлом подготовили пути фильтрации воды. Новейшие тектонические движения направляют ход карстовых процессов в настоящее время. Увеличение разности отметок между днищами долин и водоразделами улучшает водообмен. Агрессия воды одной и той же реки или подземного потока зоны интенсивной циркуляции изменяется по мере пересечения ими различных географических зон, характера и состава атмосферных осадков.

Широко распространенные в Пермской области Карстующиеся породы разнообразны по своему химическому составу [5, 6, 9, 10, 13, 17]. Они прежде всего отличаются степенью растворимости и скоростью растворения. Степень растворимости, обратно пропорциональная энергии кристаллической решетки, определяется работой вод, затрачиваемой на разрушение связей, существующих в решетке и удаление входящих в ее состав ионов на расстояние, при котором не сказывается их взаимодействие. Скорость растворения в значительной мере определяется склонностью солей к образованию кристаллогидратов, размерами кристаллов, наличием примесей и трещиноватостью. Из карстующихся пород большей энергией кристаллической решетки обладают карбонаты, несколько меньшей гипсы и самой небольшой – каменная соль [28].

Карбонатный карст, развитый в Центральноуральской, Западноуральской карстовых провинциях и на Уфимском валу (Приуральская провинция), занимает соответственно площади в 1600, 12900 и 800 км² [26]. Общим для всех провинций является преимущественное распространение среди поверхностных форм коррозионных, коррозионно-эрозионных карстовых воронок и суходолов. Основное действие воды сводится к выщелачиванию [19]. Скорость движения воды, как правило, регулирующая вынос нерастворимых остатков, косвенно влияет на ход карстовых процессов, ускоряя или замедляя их.

Однако, различие в геологической истории, в частности, в осадконакоплении, наложило соответствующий отпечаток на ход карстовых процессов и глубину распространения различных карстовых зон. Известняки и доломиты девонских, каменноугольных и нижнепермских отложений западного склона Урала имеют гораздо большую мощность, чем артинские, кунгурские карбонатные отложения Русской платформы и силурийские мраморизированные известняки Центральноуральской провинции.

В Западноуральской карстовой провинции наиболее полно представлены гидродинамические зоны карстовых вод, выделенные Г. А. Максимовичем [24]. Здесь движением воды по поверхности карстового массива созданы многочисленные эрозионно-карстовые овраги [13]. Водами зоны вертикальной нисходящей циркуляции образована большая часть поверхностных форм. В этой же зоне в настоящее время находятся многие пещеры северных районов. Мощность зоны вертикальной циркуляции увеличивается по мере подъема водоразделов и усиления глубинной эрозии.

Сильный эрозионный врез, связанный с неоднократным поднятием Урала способствовал развитию крупных чашеобразных, конусообразных и сложных воронок, сухих наклонных пещер с крутыми, нередко почти вертикальными ходами – колодцами (Губахинский участок). Озера, сохранившиеся в воронкообразных углублениях полов пещер, относятся к котловинно-аккумулятивному типу [22, 20]. Значительные скорости движения инфильтрационных вод способствуют непрерывной очистке трещин и пустот от механически осажденных материалов. В местах скопления поверхностных вод – логах, ложбинах, имеет место расширение и углубление карстовых воронок, а на водоразделах вблизи склонов долин и линий разломов – появление новых блюдцеобразных мелких карстовых воронок. В потолках пещер расширяются трещины, превращаясь в крупные поноры, в результате нарушается устойчивость сводов, по-

толчки пещер обрушаются и, иногда, вместо пещер появляются карстовые мосты и арки. Вода, просачивающаяся по трещинам в пещеру, обогащается углекислым кальцием, отчего во многих пещерах в периоды между дождями отлагаются кальцитовые или даже арагонитовые корки [18], образуются сталактиты, а в Кизеловской пещере пленка кальцита наблюдалась на поверхности озера, есть в них пещерный жемчуг пизолиты [18, 30].

Западный склон Урала принадлежит к зоне лесов, где наблюдается постоянное пополнение почвенной атмосферы углекислым газом за счет жизнедеятельности микроорганизмов. Выпадающие атмосферные осадки благодаря высокопроницаемой лесной подстилке, предохраняющей почвы от заиливания, легко проникают в материнские породы, предварительно обогатившись CO_2 . В Кизеловском каменноугольном бассейне в местах сравнительно близкого расположения углей, агрессивность вод усиливается за счет выделения углекислого газа при окислении углей и серной кислоты – продукта окисления рассеянного пирита.

С зоной периодического колебания карстовых вод, по-видимому, связано образование ниш в береговых обрывах известняков по рекам Косье, Вишере, Чусовой. Такие ниши по р. Косье, находящиеся на уровне высокого стояния воды, имеют у берега высоту 0,5–1 м, ширину 2–3 м, а в глубь массива быстро выклиниваются, превращаясь в трещины. В периоды паводков речные воды, обладающие большой растворяющей способностью, проникают в известняки, сливаются с подземными водами и способствуют расширению трещин в прибрежной части.

В Пашийско-Чусовском карстовом районе, в сравнении с районами, расположенными севернее, карстовый процесс в зонах вертикальной и горизонтальной циркуляции протекает более интенсивно. Урал южнее р. Чусовой [4] имеет большую амплитуду подъема и сильнее расчленяется реками, в результате чего в долине р. Чусовой можно наблюдать почти все стадии развития пещер от щелевой до обвального-цементационной [24]. По побережью, непосредственно у уреза воды, развиты пещеры, приуроченные к зоне горизонтальной циркуляции, с проточными озерами и реками. На некотором удалении от реки, в более древних пещерах, приподнятых над уровнем ее, карстовые воды циркулируют по трещинам ниже пола. В самых древних и, следовательно, наиболее высоко расположенных пещерах, наблюдается обвального-цементационная стадия их развития. Появляются карстовые мосты и арки [25].

В зоне полного насыщения созданы многочисленные пещеры, пустоты, каверны. При этом, пещеры развивались в зоне

горизонтального поперечного, по отношению к долине, движения карстовых вод, а различного рода пустоты, каверны возникают в ниже расположенных зонах карстовых вод. Воды зоны горизонтальной циркуляции, особенно вблизи депрессионной поверхности, относятся к типичным водам выщелачивания. Их активность постоянно поддерживается большой емкостью инфильтрационных вод, проходящих через зону аэрации и непрерывным пополнением вод углекислым газом за счет диффузии его из подземного воздуха верхних почвенных слоев и жизнедеятельности микроорганизмов [28].

Зона затрудненного водообмена карстовых вод и связанные с ней каверны и полости по мнению Ю. А. Ежова [11, 12] развиты в Кизеловском каменноугольном бассейне с глубины 1000 м. В зоне замедленной глубинной циркуляции преобладают древние карстовые пустоты, которые сформировались в течение многих эпох карстообразования [6]. В отличие от современных пустот, они встречаются на разных глубинах, как на водоразделах, так и под долинами крупных рек. Современные карстовые пустоты тяготеют к крупным магистральным речным артериям, затухая с удалением от них и с глубиной.

Суша на месте Уральского моря появилась с конца пермского периода. Мягкий влажный климат ряда эпох способствовал развитию карста в отложениях девона и карбона. Неоднократные последующие поднятия Урала в мезозойский, палеогеновый, неогеновый и четвертичный периоды приводили к активизации древних форм карста. При этом, вблизи речных долин шло увеличение размеров существующих карстовых воронок и пещер или возникновение новых, а в удалении от долины появлялись каверны и полости. Неоднократное возобновление карстовых процессов способствовало развитию многочисленных пещер и больших карстовых воронок. Примером могут служить большая густота пещер в Яйвинском районе и крупные воронки на Губахинском участке [13]. В современную эпоху в зоне глубинной циркуляции возникают мелкие пустоты, развитие которых находится в полной зависимости от гидрографической сети [11, 12]. Древние карстовые полости, встреченные в этой зоне, как правило, заполнены терригенным материалом, а каверны – гипсом.

На У ф и м с к о м в а л у карбонатные породы занимают сглаженные участки рельефа, где речная сеть редка или совершенно отсутствует. Карстовые формы вытянуты вдоль линий тектонических нарушений [1, 31–34]. Карстовые воронки, приуроченные к изолированным трещинам, сразу приобретают конусообразную форму, тогда как инфильтрация воды по системе трещин узких складок Урала приводит в начале к созда-

нию блюдцеобразных воронок. Несмотря на слабое развитие речной сети и меньшее количество CO_2 в лесостепных почвах, в сравнении с лесными, карст Уфимского вала достаточно активен.

Карстовый процесс в карбонатных отложениях Уфимского вала преимущественно развит в зоне интенсивного водообмена, включающую поверхностную, вертикальную нисходящую, горизонтальную и переходную гидродинамические зоны карстовых вод. Мощность зоны интенсивной циркуляции здесь во многих пунктах не превышает 50 м [33]. При этом наиболее интенсивно карст проявляется в поверхностной (суходолы) и вертикальной (воронки, поноры) гидродинамических зонах.

В Центральноуральской карстовой провинции известняки силура и ордовика, развитые узкими полосами, неоднократно подвергались метаморфизации и громадному давлению, что отразилось на интенсивности карстового процесса. Мраморизированные кристаллические известняки растворяются медленнее известняков девонской, каменноугольной и пермской систем. В этой части Урала водообмен затруднен, вследствие глинизации трещин. Инфильтрационные воды, проходя по трещинам сравнительно короткий путь, мало воздействуют на породы. В зонах вертикальной, поверхностной и, отчасти, горизонтальной циркуляции карст развит слабо. Он представлен воронками, понорами, суходолами, известна одна пещера.

Карст в сульфатных и галогенных отложениях резко отличается от карста карбонатных пород, как по форме и характеру проявления, так и по темпам развития. Гипсы, ангидриты, соль обладают хорошей растворимостью, которая несколько снижается из-за особенностей условий залегания указанных пород. Если карст известняков и доломитов на территории Пермской области относится к открытому типу, то карст соли повсеместно, а гипсов преимущественно, к закрытому. Наличие слабопроницаемых пород в кровле карстующихся отложений безусловно ухудшает водообмен и, следовательно, уменьшает темпы растворения. Развитие сульфатного и соляного карста, так же как и карбонатного, зависит от геологического строения, геоморфологии, климата, гидрогеологических условий и состава вод. Кроме того, на отдельных участках гипсового карста в настоящее время на скорость развития его большое влияние оказывает создание Камского водохранилища [27].

Сульфатный карст, приуроченный, в основном, к западному борту Предуральского прогиба и западному склону Уфимского вала, представлен крупными депрессиями, котловинами, воронками, пещерами. При этом, в Предуральской карстовой провинции широко развиты карстовые депрессии, кар-

стовые воронки, озера. Пещер почти нет или они имеют небольшие размеры. В Приуральской карстовой провинции полоса выхода гипсов шире, здесь много пещер, часть из которых относится к категории больших [24], озер меньше, воронки, по мере погружения гипсов на запад, увеличиваются в глубину и из коррозионно-эрозионных постепенно переходят в провальные. Немалую роль в развитии карстовых процессов играют новейшие тектонические движения. Поднятие Уфимского вала привело к оживлению процессов денудации, а это, в свою очередь, к оживлению карстовых процессов [10]. Примером может служить Ключевской участок, где плотность карстовых воронок на отдельных полях достигла 380 на 1 км² [5].

Большой активностью отличается карст Полазнинского участка, где, наряду с благоприятными тектоническими условиями, растворяющая способность подземных вод увеличивается за счет подтока хлоридно-натриевых вод. Полазнинский участок расположен вблизи р. Камы, долина которой является областью пониженных давлений, куда по трещинам поднимаются хлоридные воды. Последние, даже в сильно разбавленном виде, усиливают агрессивность вод по отношению к гипсу. В результате на этом участке часты провалы, большая густота карстовых воронок. Подземный сток увеличен по сравнению с другими районами гипсового карста. Кроме того, по побережью Камского водохранилища на Полазнинском и Нижнечусовском участках подпор, вызванный созданием водохранилища, изменил мощность зоны вертикальной циркуляции. Зона горизонтальной циркуляции переместилась выше, почти до уровня НПГ. Кровля над образующимися подземными полостями – гrotами уменьшилась, участились провалы [2, 3].

В областях развития соляного карста Предуральского прогиба выщелачивание галогенных отложений идет на глубине под толщей коренных пород. Вынос солей подземными водами приводит к проседанию кровли с образованием депрессий и своеобразных оползней. При этом, процесс растворения солей медленнее идет в пределах Соликамской депрессии и значительно интенсивнее в Северо-Уральской карстовой области (южное окончание Печорского прогиба). В долинах реки Вишерки и ее притоков водообмен быстрее, благодаря близости Тимана. Здесь увеличиваются модуль подземного стока и минерализация подземных вод.

* * *

Об интенсивности развития карстовых процессов можно судить по химическому составу вод и скорости развития карстовых полостей (табл. 1). Подробно результаты подсчета активности карста опубликованы автором в 1969 и 1970 гг. [14–16].

Т а б л и ц а 1

Химическая денудация и активность карста Пермской области

Карстовые ¹		Литология ²	Сток в микронах или м ³ /год. км ²	Сток в мм за тысячу лет или м ³ /год км ²		А %
Районы	Участки			Формулы		Формула Н. В. Родионова
				М. Пулина	Ж. Корбеля	
Верхневишерский	р. Вишера	К	15	15	24	0,002
		К	24	26	29	0,024
Средневишерский	р. Колва	К	23	24	25	0,023
Яйвинско-Кизеловский	Яйвинский	К	21	24	27	0,021
	Кизеловский	К	21	20	28	0,021
	Губахинский	К	21	24	33	0,021
	Усьвинский	К	13	14	22	0,013
Пашийско-Чусовской		К	17	19	41	0,024
Ксенофонтово-Ныробский		К	22	20	27	0,044
Уфимский вал		К	17	17	48	0,022
Колвинско-		С	1018	1207	1305	2,3
Вишерский		Г	137	149	191	0,93
Соликамский		С	227	224	285	0,5
Сергинцово- Долгушинский	Косьвинский	С	160	180	226	0,86
	Чусовской	Г	102	112	153	0,56
Кишертско-Суксунский		Г	100	100	228	0,9
Полазнинско- Шалашинский		Г	98	95	162	0,66
Сергинско-Сылвинский		Г	94	94	192	0,63
Кунгурско-Иренский		Г	75	75	195	0,95

¹ Районирование карста по Г. А. Максимовичу и К. А. Горбуновой (1965).

² К – карбонаты, Г – гипс, С – соль.

Химический сток карбонатного карста колеблется: от 21 до 60 т/год км^2 . Наименьший сток по сравнению с другими карстовыми провинциями Пермской области отмечается для Центральноуральской провинции, что еще раз подтверждает замедление карстового процесса в настоящее время. Высокий модуль поверхностного и подземного стока в бассейне Вишеры обеспечивает повышенный модуль химического стока. При сравнительно небольшой минерализации подземных вод здесь выносятся почти в два раза больше карбонатов, чем в других районах карбонатного карста [15]. В Пашийско-Чусовской карстовой области уменьшение химического стока связано с наличием значительного подруслового стока, который не учитывается при определении модуля стока [1].

Подземная химическая денудация в гипсах и соли значительно выше. Это особенно ярко выражено на поднимающихся положительных структурах, где Карстующиеся породы залегают близко к поверхности. Так, на восточном склоне Уфимского вала химический сток колеблется от 8,6 до 10,8 л/сек с 1 км^2 , на западном – 8,7–11,5 л/сек с 1 км^2 , а вблизи контакта известняков с гипсами 120 г/сек с 1 км^2 . Слабоминерализованные гидрокарбонатно-кальциевые воды обладают высоким дефицитом насыщения (90–95 %) и, следовательно, весьма агрессивны по отношению к гипсам [29]. Эти воды интенсивно растворяют гипсы и ангидриты [7, 8].

Химическая денудация карстовых районов уменьшается с севера на юг в карбонатном карсте – от 24 до 17; в гипсовом от 137 до 75 и в соляном – от 227 до 160 микронов в год. Самая высокая химическая денудация, достигающая до 1360 мк/год в Вишерском карстовом районе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балков В. А. Влияние карста на зарегулированность речного стока. География Пермской области, вып. 2. Пермь, 1964.
2. Бутырина К. Г. Плотность карстовых воронок и некоторые другие особенности гипсового карста. Гидрогеология и карстоведение, вып. 2. Пермь, 1964.
3. Бутырина К. Г. Преобразование карстового ландшафта в районе поселка Полазна Пермской области. География Пермской области, вып. 2. Пермь, 1964.
4. Введенская Н. В. Новейшие тектонические движения на западном склоне Урала и в Предуралье. Геология и география. Доклады геолого-географической секции Пермской научной сессии Уральского совета по координации и планированию научно-исследовательских работ по техническим и естественным наукам. Пермь, 1963.
5. Горбунова К. А. К характеристике Ключевского участка Кишертско-Суксунского карстового района. Уч. зап. Пермск. ун-та, т. XIX, вып. 1. Пермь, 1959.

6. Горбунова К. А. Типы карста и факторы карстообразования на примере карстовых районов Пермской области. Зап. Пермск. отд. географического общества СССР, вып. 1. Пермь, 1960.
7. Горбунова К. А. Подземная химическая денудация и активность карста восточной части Уфимского вала. Доклады геолог. фак-та. Уч. зап. Пермск. ун-та, т. XX, вып. 1. Пермь, 1960.
8. Горбунова К. А. Формирование карстовых брекчий восточного крыла Уфимского вала в свете гидрогеологических данных. Геология и разведка, № 10, 1960.
9. Горбунова К. А. Особенности рельефа Кишертско-Суксунского карстового района. География Пермской области, вып. 1. Пермь, 1962.
10. Горбунова К. А. Эволюция гипсового карста. Научные труды Пермск. политехн. ин-та, об. 12, вып. 1. Пермь, 1962.
11. Ежов Ю. А. Закарстованность карбонатных толщ Кизеловского каменноугольного бассейна. Тр. ин-та геологии УФАН СССР, вып. 62, Гидрогеологический сб. 2. Свердловск, 1962.
12. Ежов Ю. А. О древней закарстованности визейских известняков и доломитов Кизеловского угольного района. Труды ин-та геологии УФАН СССР, вып. 69, Гидрогеологический сб. 3. Свердловск, 1964.
13. Кротова Е. А. К геоморфологической характеристике Губахинского района Кизеловского каменноугольного бассейна. Уч. зап. Пермск. ун-та, т. 10, вып. 2, 1956.
14. Кротова Е. А. Подземный сток водосбора Воткинского водохранилища. География Пермской области, вып. 2. Пермь, 1964.
15. Кротова Е. А. Химический сток карстовых районов Пермской области. Вопросы карстования, вып. 1, Пермь, 1969.
16. Кротова Е. А. Количественная оценка активности карста Пермской области. Вопросы карстования, вып. 2. Пермь, 1970.
17. Кузнецова Л. С. Некоторые особенности образования полей карстовых воронок в Кизеловском районе. Зап. Пермск. отд. геогр. об-ва СССР, вып. 1. Пермь, 1960.
18. Кузнецова Л. С., Ч ирвинский П. Н. Кальцитовые озерно-карстовые пленки и их вероятный генезис. Минералогический сб. Львовск. геологического об-ва, 5, 1951.
19. Лаптев Ф. Ф. Агрессивное действие воды на карбонатные породы, гипсы и бетоны. Госгеолиздат, М.–Л., 1939.
20. Максимович Г. А. Подземные карстовые озера. Спелеология и карстование. Изд. МОИП, 1959.
21. Максимович Г. А. Химический состав атмосферных осадков г. Перми и борьба с загрязнением атмосферы. Докл. V Всеуральского совещания по вопросам географии и охраны природы Урала. Пермь, 1959.
22. Максимович Г. А. Озера карстовых пещер, колодцев и шахт. Пещеры, вып. 2. Пермь, 1962.
23. Максимович Г. А. Плотность воронок и пещер карстовых районов Пермской области. География Пермской области, вып. 1. 1962.
24. Максимович Г. А. Основы карстования, т. 1, Пермь, 1963.
25. Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области. Пермь, 1958.
26. Максимович Г. А., Горбунова К. А. Типы карста Урала. Тр. МОИП, т. XV. М., 1965.
27. Печеркин И. А. О гидродинамических зонах карстовых вод в условиях подпора русловыми водохранилищами. Уч. зап. Пермск. ун-та, т. XX, вып. 1. Пермь, 1960.
28. Соколов Д. С. Основные условия развития карста. Госгеолтехиздат, М., 1962.
29. Турышев А. В. К вопросу изучения интенсивности развития кар-

ста гидрохимическим методом. Тр. геол. ин-та УФАИ СССР, вып. 62. Свердловск, 1962.

30. Шестов И. Н. Химический состав отложений Верхнеберезовской пещеры. Пещеры, 4 (5). Пермь, 1964.

31. Шимановский Л. А. Районирование подземных вод Уфимского плато и Юрюзано-Сылвинской депрессии (центральной и северной части). Докл. IV Всеуральского совещания по физико-географическому и эконом- географическому районированию. Пермь, 1959.

32. Шимановский Л. А. Некоторые особенности формирования рельефа юга Пермской области. Докл. V Всеуральского совещания по вопросам географии и охраны природы Урала. Пермь, 1959.

33. Шимановский Л. А. К вопросу формирования карстовых вод Уфимского плато. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 2 (3). Пермь, 1963.

34. Шимановский Л. А. Кунгурские конгломерато-брекчии Юрюзано-Сылвинской депрессии и их роль в рельефообразовании и гидрогеологии. Гидрогеология и карстование, вып. 2. Пермь, 1964.

Институт карстования и спелеологии

И. М. Тюрина

ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЭВОЛЮЦИИ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ЯРИНО-КАМЕННОЛОЖСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К карбонатным коллекторам месторождений Пермской области приурочено около половины всех извлекаемых запасов нефти. Эффективная емкость коллекторов обусловлена, в основном, вторичными изменениями в породах и, прежде всего, является результатом карстовых процессов, интенсивно протекавших во время перерывов в осадконакоплении.

История геологического развития изучаемой территории характеризуется неоднократным тектоническим погружением и поднятием и, как следствие этого, чередующимися трансгрессиями и регрессиями моря. Гидрогеологическим процессам, протекающим в толщах пород, также присуща повторяемость (цикличность), которая заключается в накоплении морских вод в образовавшихся осадках, а затем смене их пресными водами при регрессии моря и дренаже водоносных горизонтов.

«Отрезок гидрогеологической истории района, начинающийся с трансгрессии, осадконакопления и образования седиментогенных вод, включающий этап последующей регрессии, денудации и инфильтрации и заканчивающийся новой трансгрессией и прекращением инфильтрации» назван А. А. Карцевым гидрогеологическим циклом¹.

Гидрогеологический цикл включает элизионный и инфильтрационный этапы. Элизионный этап – это период от начала

¹ Этот термин был введен в литературу А. Н. Семихатовым в 1947 г. В понимании А. Н. Семихатова гидрогеологический цикл измеряется длительностью континентального перерыва.

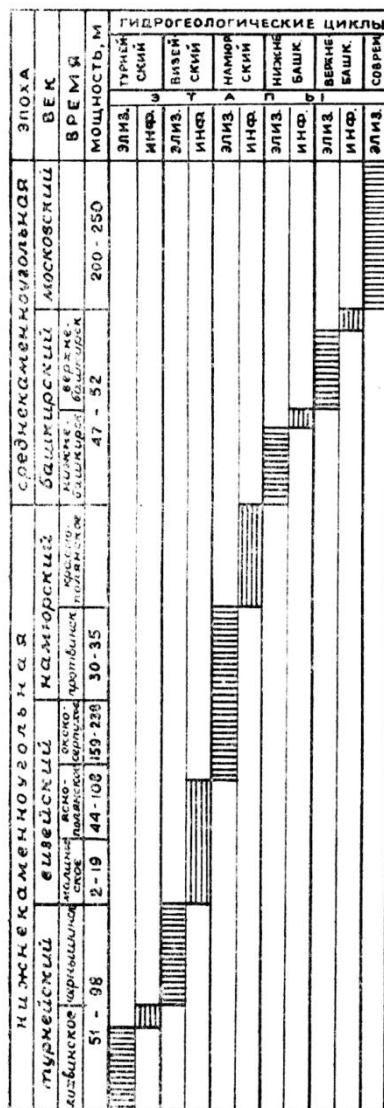
трансгрессии до смены отрицательного знака колебательных движений на положительный.

В течение этого этапа формируются седиментогенные воды и идет элизионный водообмен. Инфильтрационный этап – вторая часть гидрогеологического цикла, в течение которого происходит инфильтрация атмосферных вод и формируются инфильтрационные подземные воды, которые постепенно замещают седиментогенные. Происходит инфильтрационный водообмен. С наступлением очередной трансгрессии моря начинается новый гидрогеологический цикл [4].

На территории Пермской области В. Н. Ивановым и И. Н. Шестовым [3] на основе анализа палеогеографических, палеотектонических и литолого-фациальных условий выделено 8 гидрогеологических циклов. Локальными гидрогеологическими циклами являются нижнебашкирский и турнейский, установленные на площади Ярино-Каменноложского месторождения, расположенного на северо-восточном окончании Пермско-Башкирского свода [8]. Месторождение приурочено к крупной брахиантиклинальной складке длиной 40 км и шириной 6 км [1]. Так как возраст карбонатных коллекторов исследуемого месторождения каменноугольный, характеризуются только гидрогеологические циклы карбона.

В верхнедевонское время Пермская область была занята мелким морем, (трансгрессировавшим со стороны Уральской геосинклинали) в котором накапливались карбонатные осадки. Более глубокой частью фаменского моря являлась Камско-Кинельская впадина. На фоне общего погружения территория Яринского палеоподнятия начала испытывать все более замедленное опускание относительно окружающих участков.

В конце лихвинского времени здесь возник остров [1]. Закончился элизионный этап гидрогеологического цикла, продолжавшийся с начала верхнедевонской эпохи (рис.). Малевскоупинские карбонатные отложения в течение инфильтрационного этапа подверглись воздействию пресных вод. Местами они размыты. Инфильтрационный этап был кратковременным и в начале черепетского времени сменился элизионным визейского гидрогеологического цикла. В конце турнейского века началось устойчивое воздымание Коми-Пермяцкого свода и центральной части Русской платформы. На большей части Пермской области с начала Малиновского времени установился континентальный режим, длившийся до середины тульского времени. Седиментогенные воды турнейских отложений в результате дренирования водоносных горизонтов и под давлением инфильтрующихся метеорных вод вытеснялись из карбонатных отложений.



Историко – гидрогеологический график Ярино-Каменноложского месторождения

Под воздействием пресных вод происходило выщелачивание солей морского солевого комплекса. Карстовые процессы были во много раз интенсивнее, чем современные. Этому способствовал влажный, тропический климат карбона со среднегодовой температурой воздуха $+25-30^{\circ}$ и среднегодовым количеством осадков – 800–1200 мм. Палеозой, а, особенно, каменноугольный период, характеризовался высоким содержанием углекислоты в воздухе, которая, придавая природным водам кислую реакцию, повышала их агрессивность [7].

На Ярино-Каменноложском поднятии интенсивному закарстовыванию в течение инфильтрационного этапа визейского гидрогеологического цикла подверглись турнейские карбонатные отложения, мощность которых колеблется от 51 до 98 м. Значительные изменения мощности на небольшой площади свидетельствуют о высокой расчлененности карстового рельефа, которая обуславливает сокращение пути движения агрессивных пресных вод от области питания к области разгрузки. Очевидно, что карстовые процессы при прочих разных условиях протекали гораздо интенсивнее на возвышенных участках с сильно расчлененным рельефом. Наличие палеокарстовых котловин в сводовых частях поднятия [5] свидетельствует о длительности процессов закарстовывания. По Н. М. Страхову [9] даже при кратковременном этапе, не превышающем 1 млн. лет, происходит выщелачивание солей морского солевого комплекса на глубину до 100 м. Таким образом, вся турнейская толща известняков во время континентального перерыва находилась в условиях зоны активного водообмена. Интенсивному течению карстовых процессов способствовала трещиноватость известняков, сильно развитая на площади поднятия, находящегося на границе платформы и прогиба.

Избирательное движение пресных вод в толще трещиноватых известняков подтверждается значительной изменчивостью их коллекторских свойств и по разрезу, и по площади. Количество проницаемых зон мощностью 0,5–4 м колеблется от 1 до 19. Удельные дебиты нефти, являющиеся характеристикой степени неоднородности коллекторов, также различны – от 0,01 до 10,73 $м/сутки/м$. Резкие изменения коллекторских свойств карбонатных отложений свидетельствуют о локально-каверновом типе коллектора, который образуется при непосредственной инфильтрации метеорных вод в толщу пород [5]. В данном случае можно говорить о совпадении области питания подземных вод турнейских отложений с областью их распространения. Областью разгрузки карстовых вод являлась Камско-Кинельская впадина.

Намюрский гидрогеологический цикл начался в конце туль-

ского времени. Море, трансгрессировавшее с востока, в окско-серпуховское и нижненамюрское время охватило большую часть Русской платформы. Суша была только на северо-западе ее, в районе Балтийского щита [2]. На Яринской структуре в условиях мелководного нормальносоленого морского бассейна в течение элизионного этапа накапливались литологически и фациально однородные карбонатные осадки [6].

Общее поднятие Русской платформы в верхненамюрское время привело к смене элизионного водообмена инфильтрационным. В пределах площади поднятия отсутствуют или верхи (в северо-восточной части), или полностью весь краснополянский горизонт (юго-западная часть поднятия). Основной областью питания подземных вод являлись северо-западные районы Русской платформы [3]. Но, безусловно, большое влияние на развитие карбонатных коллекторов оказали местные области питания (сводовые участки поднятия и район Косьвинско-Чусовской седловины). Основная область разгрузки подземных вод (на протяжении всей геологической истории) – Камско-Кинельская впадина, местные – долины палеорек.

Пресные воды в условиях окислительно-восстановительной обстановки выщелачивали карбонатные отложения. Интенсивно происходили процессы перекристаллизации и доломитизации. Наибольшему воздействию метеорных вод подверглись намюрские карбонатные отложения на участках распространения аргиллитов, подстилающих их.

В начале башкирского времени произошло новое опускание суши. Мелкое башкирское море распространилось далеко на запад Русской платформы. Конец нижнебашкирского времени отмечен кратковременным подъемом территории. Участками суши были, вероятно, только площади поднятий. На Ярино-Каменноложском поднятии размыв нижней части северо-кельтменского горизонта указывает на наличие перерыва в осадконакоплении. Инфильтрационный этап нижнебашкирского гидрогеологического цикла был кратковременным и сменился элизионным верхнебашкирского цикла. В верейское время море регрессировало и на всей территории области установился континентальный режим.

Мощность карбонатных осадков, отложившихся на площади Ярино-Каменноложского поднятия в течение башкирских гидрогеологических циклов равна 47–52 м. Нефтеносные кавернозные известняки, в основном, органогенные, характеризуются значительной изменчивостью коллекторских свойств. Максимальные удельные дебиты (до 36 т/сутки/м) приурочены к сводовым частям поднятия – к зонам, где карстовые процессы были наиболее интенсивны.

Таким образом, формирование карбонатных коллекторов Ярино-Каменноложского нефтяного месторождения происходило в течение инфильтрационных этапов гидрогеологических циклов. Кроме того, на карбонатные отложения могла воздействовать подводная абразия в условиях мелких опресненных бассейнов, в какой-то степени способствовавшая созданию коллекторов.

Тектонический режим исследуемой территории отличался значительной изменчивостью, которая отразилась в частой смене элизионных этапов инфильтрационными. Продолжительность элизионных этапов значительно превышала продолжительность инфильтрационных, в течение которых метеорные воды замещали морские.

О мощности зоны активного водообмена свидетельствует глубина закарстованности карбонатных пород, достигающая на месторождении 100–130 м. Наиболее интенсивно карстовые процессы происходили на глубине 5–30 м от поверхности перерыва, что подтверждается наличием высокочемких коллекторов [5]. Эта глубина соответствует древним зонам вертикальной и, главным образом, горизонтальной циркуляции карстовых вод.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрикосов И. Х. Нефтегазоносность Пермской области. Гостоптехиздат, М., 1963.
2. Атлас литолого-палеогеографических карт, т. II, М., 1969.
3. Иванов В. Н., Шестов И. Н. Пермское Приуралье. В кн. Гидрогеология Волго-Уральской нефтегазоносной области. Недра, М., 1967.
4. Карцев А. А., Вагин С. Б., Басков Е. А. Палеогидрогеология. Изд. Недра, М., 1969.
5. Максимович Г. А., Быков В. Н., Зуев А. С. Палеокарстовые коллекторы нефти турнейского яруса Ярино-Каменноложского месторождения. Труды Пермского филиала ин-та «Гипровостокнефть», вып. 1, Пермь, 1965.
6. Пахомов И. В., Щербаков О. А. Основные результаты литолого-палеогеографических исследований каменноугольных отложений западного склона Среднего Урала и Приуралья. Научн. труды Пермск. политехн. ин-та, сб. 23, Пермь, 1966.
7. Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Изд. Недра, М., 1967.
8. Софроницкий П. А. Геологический очерк. Химическая география вод и гидрогеохимия Пермской области. Пермь, 1967.
9. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд. АН СССР, М., 1962.

Институт карстоведения и спелеологии

Р. В. Яценко

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ КАРСТОВЫХ ОЗЕР ПЕРМСКОЙ ОБЛАСТИ

Донные отложения озер Пермской области изучены весьма недостаточно. Наиболее полно исследованы лечебные грязи Суксунского пруда [7, 2, 11], по классификации Л. А. Яроцкого относящиеся к группе озерных. Г. А. Максимовичем приведен [10] вещественный состав лечебных грязей в оз. Кислом Кишертского района и определены запасы в 70 тыс. м³.

Н. П. Старковым [15] изучен вещественный состав грязей озера Белого близ курорта Усть-Качка в связи с использованием их для грязелечения.

Г. А. Максимович и И. Н. Шестов [12] на территории Пермской области лечебные грязи озерного происхождения подразделяют на три типа: грязи карстовых озер или озерно-ключевые, грязи озер-стариц и лечебные грязи прудов. Ими опубликованы данные по механическому и химическому составу грязей некоторых карстовых и некарстовых озер.

В настоящей статье даются результаты исследований донных отложений карстовых озер экспедицией кафедры динамической геологии и гидрогеологии Пермского университета за 1965–1970 гг., проводимых под руководством автора.

Из обследованных 65 озер было отобрано 106 проб на химический и 60–на спектральный анализ.

Состав, строение озерных отложений, интенсивность их накопления, видоизменение отложившегося материала во времени зависит от географических особенностей бассейна и режима каждого водоема. Как указывает Б. Б. Богословский [3], частицы, попавшие в воду озера извне или возникшие в самом водоеме, подвергаются сложному совокупному воздействию

динамических, термических, химических и биологических процессов.

Состав и строение донных отложений обуславливается деятельностью организмов бентоса и бактерий в верхних слоях грунта. Организмы бентоса роют и измельчают илы, частично преобразуют и уплотняют их, при отмирании пополняют отложения своими трупами. Бактерии воздействуют на химические изменения илов. Гнилостные бактерии разрушают белки, железо-бактерии способствуют концентрации железа и накоплению озерных железных руд. С. И. Кузнецов [9] установил, что наиболее интенсивные бактериальные процессы происходят в верхних слоях илов (около 20–60 см). С глубиной деятельность бактерий ослабевает, но некоторые виды их развиваются в слое несколько более метра.

Соотношение минеральных и органических компонентов в донных отложениях озер тесно связано с окружающими географическими условиями, гидрогеологическим и химическим режимом водоемов и органической жизнью в них. Соотношения органической и минеральной частей ориентировочно даются по результатам прокаливанию образцов грунта. Минеральная часть, характеризуемая зольностью, составляет остаток от прокаливанию, выраженный в процентах. Потеря при прокаливании характеризует органическую часть осадка.

В озерах исследуемого нами района, характеризующихся небольшими глубинами и незначительными площадями, обычно не приточных и слабоприточных, создаются благоприятные условия для накопления органических илов. Небольшая глубина озер и связанное с этим значительное прогревание водной массы обуславливают развитие в водоеме растительности. Как указывает Б. Б. Богословский [3], летом и особенно осенью, во время цветения (бурного развития фитопланктона) и отмирания планктона, на дно опускается «дождь» трупов и экскрементов, пополняющих органическую часть илов. В этот же период донные отложения в прибрежных участках пополняются за счет остатков макрофитов.

По составу и структуре выделяется две группы органических озерных отложений: сапропели и торфянистые или гуминовые илы. Гуминовые илы образуются в озерах с низкими берегами, твердый сток в которые почти отсутствует. Вода бедна минеральными веществами, но насыщена органическими соединениями, в основном, стойких гуминовых веществ. Такие озера обычно имеют сплавины. Илы в них состоят, в основном, из остатков сплавин и прибрежной растительности, мхов, листьев, ветвей и стволов деревьев. Структура илов торфянистая, зольность мала. Таким озером можно считать Си-

Т а б л и ц а 1

Состав отложений некоторых озер Пермской области (1965–1969 гг.)

Озера	Глубина, м	Основные ингредиенты (%)						Σ неорган. частей	ΣCO_2	Потеря при прокаливании	Орган. и хим. связ. вода
		SiO_2	R_2O_3	Fe_2O_3	CaCO_3	MgCO_3	CaSO_4				
Каменка	0,5	20,59	6,45	–	19,78	0,63	4,61	51,61	9,03	54,76	45,73
Сидоровское	0,5	41,71	14,16	–	1,48	3,16	0,51	68,20	2,3	34,32	32,02
Черное	0,5	12,68	4,86	–	62,90	0,17	3,50	86,30	27,75	39,79	12,04
Кротовское	1,5	57,54	15,27	4,98	1,41	4,29	0,15	89,68	2,86	12,79	9,93
«	6,0	53,11	14,49	–	7,42	4,58	0,34	89,08	5,66	15,38	9,72
Оз. 19, д. Мезенцы	0,2	67,26	8,17	–	1,34	2,17	0,24	90,75	1,72	10,58	8,86
«	2,5	64,26	11,95	4,1	0,86	2,82	0,65	90,75	1,85	11,03	9,18
Черное, д. Грызаны	0,2	73,96	7,35	–	1,30	1,97	0,05	97,36	4,26	1,60	2,66
«	2,5	22,82	7,56	1,61	3,05	1,67	1,17	40,74	2,21	61,12	58,91
Оз. 46, д. Хорьки	0,7	24,98	10,84	1,90	1,32	2,11	7,06	46,31	1,68	56,20	54,52
Светлое	5,8	15,15	5,5	1,17	35,47	10,50	6,29	72,91	21,08	46,90	25,82
Большое	5,8	33,22	4,92	2,62	11,91	5,98	6,00	69,03	8,36	39,66	31,30
Кислое	0,8	18,54*	5,29	–	53,92	2,76	3,16	83,67	25,15	40,00	14,85

* Величина нерастворимого остатка.

доровское в Дурнятской карстовой депрессии. Потеря при прокаливании осадка в этом озере составляет 34,3 %, органика и химически связанная вода – 32 %. Озеро Каменка в этой же депрессии имеет типично торфянистый ил; 66 % от общего веса пробы здесь составляют мелкие веточки растений, хвоя, семена, водоросли и т. д. Химический анализ осадка показал, что потеря при прокаливании составляет 54,7 %, зольность отложений < 50 % (таблица 1).

Исходя из учения о географических ландшафтах и климатических поясах, В. В. Алабышев [1] установил определенные закономерности в зональном распределении донных отложений озер Европейской части СССР озера нашего района расположены в зоне пресноводных сапропелей. Здесь отмечаются главным образом глинистые и известковистые илы, приуроченные к местам выхода соответствующих коренных пород.

Химический состав озерных отложений изучался нами по озерным гидрохимическим районам, выделенным ранее К. А. Горбуновой, К. Г. Бутыриной и Р. В. Яценко [5].

Результаты химического анализа показывают, что большинство озер характеризуется высокой зольностью отложений (таблица 1). Основными минеральными составляющими являются кремнезем, окись кальция и магния и полуторные окислы. Кремнезем играет основную роль в сложении минерального осадка и составляет в среднем 85,3 % от нерастворимого остатка. Содержание его определено в 47 пробах, а для остальных подсчитано по проценту от нерастворимого остатка. На графике изменения содержания кремнезема в зависимости от зольности прослеживается некоторая закономерность в увеличении его с возрастанием общей зольности осадка. При повышенном содержании окиси кальция, содержание кремнезема менее 50 %. С уменьшением окиси кальция количество кремнезема увеличивается.

Согласно химической классификации озерных отложений [16] по содержанию кремнезема 53 озера характеризуются кремнистыми илами, содержащими $\text{SiO}_2 > 50 \%$. Озера Черное в Дурнятской карстовой депрессии и Кислое в с. Усть-Кишерть характеризуются известковистым илом с содержанием углекислого кальция соответственно 62,9 % и 53,9 %. Остальные озера относятся к смешанному типу с преобладанием в отложениях органического вещества. Это озера, характеризующиеся торфянистыми или гуминовыми илами. Потеря при прокаливании для них составляет 26,0–61,0 %, содержание кремнезема изменяется от 23 до 46 %, углекислого кальция от 1,3 до 35 %.

Согласно классификации Н. В. Корде [8] по содержанию органического вещества отложения карстовых озер относятся к трем группам:

- 1) собственно сапропели – >50 % органических веществ (2 озера);
- 2) обедненные сапропели – $50\text{--}15$ % органических веществ (31 озеро – $47,8$ %);
- 3) высокозольные озерные отложения – <15 % органических веществ (32 озера – $49,2$ %).

Карбонатность илов характеризуется карбонатной CO_2 и содержанием окиси кальция. Содержание карбонатной CO_2 – от $1,36$ до $9,03$ %. Исключение составляют озера Черное в Дурнятской карстовой депрессии ($27,75$ %), Светлое – в Мазуевской карстовой депрессии ($21,08$ %) и Кислое – в с. Усть-Кишерть ($21,15$ %). Для этих же озер отмечается повышенное содержание CaCO_3 , за счет чего увеличено и среднее содержание CO_2 для отложений озер Соликамского и Кишертско-Суксунакаго гидрохимических районов, составляющее $6,42$ и $6,53$ %. Для осадков оз. Ладожского, бедного карбонатными минералами, Н. И. Семенович [14] приводит среднюю величину карбоната CO_2 – $0,003$ %, отмечая закономерное увеличение ее с глубиной.

По данным исследований вещественного состава илов для прибрежной и глубинной частей водоемов прослеживается заметное увеличение CO_2 в глубинных участках котловин. Так, в озере Кротовском на глубине $1,5$ и 6 м содержание CO_2 соответственно $2,86$ и $6,02$ %. В одном из заболоченных озер в с. Усть-Кишерть, где изучалась стратификация донных отложений, в пробах ила до глубины $2,5$ м содержание CO_2 $2,07\text{--}3,07$ %, на глубине $5,5$ м. – $6,47$ %.

Содержание окиси кальция изменяется в широких пределах ($0,4\text{--}40$ %), в пересчете на углекислый кальций (CaCO_3) – от $0,6$ до $62,2$ %. Повышенное содержание извести отмечено в озере Черном в Дурнятской котловине и озере Кислом в с. Усть-Кишерть. Оба озера питаются высокоминерализованными $\text{SO}_4\text{--Ca}$ карстовыми водами. По данным К. Г. Бутыриной и Р. В. Яценко [4] озеро Черное характеризуется низкой температурой воды. С глубины 5 м и до дна (16 м) она составляет 5°C , при температуре воздуха $22\text{--}28^\circ\text{C}$. Низкая температура воды не способствует выпадению в осадок карбонатов кальция. Тем не менее высокоминерализованные воды, насыщенные углекислым кальцием и, возможно, биологическая седиментация обуславливают высокое содержание CaCO_3 .

Содержание сернокислого кальция (CaSO_4) изменяется от 0,02 до 7,06 %. Повышенное содержание его отмечается в озерах 46 в д. Хорьки, Светлом и Большом в Мазуевской карстовой депрессии, Кислом в с. Усть-Кишерть, Черном и Каменка в Дурнятской карстовой депрессии. Среднее содержание углекислого кальция для гидрохимических районов, в которых расположены эти озера, является также повышенным. Это может быть связано с литологическими и гидрогеологическими факторами, а также восстановительными процессами. Вода в этих озерах высокоминерализованная сульфатно-кальциевого состава.

Содержание окиси магния незначительно и обуславливается литологией пород.

Отмечается значительное содержание полуторных окислов, занимающих второе место в процентном отношении после кремнезема. Количество их изменяется от 4,86 до 24,4 %. Около 50 %, а в некоторых случаях и более, приходится на Fe_2O_3 . Н. К. Дексбах [6] и Л. А. Россолимо [13] приводят примерно такое же количество полуторных окислов для иловых отложений евтрофных озер (оз. Черное из группы Косинских озер).

Изучение химического состава в прибрежной (0,2 м) и придонной частях озер показывает, что содержание нерастворимого остатка, а, следовательно, и кремнезема несколько повышено в прибрежной зоне, по всей вероятности, за счет содержания песчаной фракции. В озере Черном у деревни Грызаны (Кунгурско-Иренский гидрохимический район) содержание кремнезема в прибрежных частях водоема почти в 4 раза больше, чем у дна (2,5 м). В придонных слоях преобладает торфянистый ил с высоким содержанием органики. Для остальных компонентов в основном наблюдается увеличение их с глубиной. Исключение составляет увеличение углекислого кальция в прибрежных частях некоторых озер (оз. 19 в д. Мезенцы, оз. Каменное, Торфяк, оз. 31 у д. Саламаты в Кунгурско-Иренском гидрохимическом районе). Это может быть связано с седиментацией углекислого кальция в условиях более высокой температуры воды в прибрежных частях котловины и наличием водных растений и организмов, осаждающих Са. Аналогичные явления отмечает Б. Б. Богословский [3] для слабоминерализованных озер лесной зоны.

Стратификация озерных отложений изучалась на двух водоемах. В с. Усть-Кишерть на озере-болоте у д. 40 по ул. Советской была пробурена скважина до глубины 5,5 м. Озеро находится на II надпойменной террасе левобережья р. Сылвы и представляет блюдцеобразную воронку, выполненную озерно-болотными отложениями. Зеркало воды непостоянно. В пе-

Таблица 2

Изменение вещественного состава отложений с глубиной

Озера	Глубина, м	Основные ингредиенты (%)					Σ не- орг. частей	ΣCO_2	Потеря при прокал.	Орган. и химич. связ. вода
		SiO ₂	R ₂ O ₃	CaCO ₃	MgCO ₃	CaSO ₄				
Озеро – болото, с. Усть- Кишерть	1,3	50,61	17,20	2,28	3,97	0,85	74,91	3,07	27,74	24,67
	2,0	31,85	11,22	2,28	2,61	1,31	49,27	2,36	52,76	50,40
	2,5	71,33	17,40	1,41	2,78	0,12	93,04	2,07	6,34	4,27
	3,5	67,96	21,60	0,68	4,89	0,03	95,16	2,85	5,96	3,11
	4,5	68,37	20,70	1,50	4,56	0,15	95,28	3,04	5,72	2,68
	5,5	62,31	19,70	9,55	4,35	0,03	95,94	6,47	8,80	2,33
Карстовое блюдце, д. Залесная	0,25	62,35	17,7	1,29	3,45	0,17	84,96	2,37	14,88	12,51
	0,5	54,33	16,3	2,02	2,45	0,58	75,68	2,17	24,79	22,62
	0,7	76,64	13,9	1,82	2,07	0,05	94,48	1,88	4,55	2,67
	1,0	73,79	16,0	1,66	2,45	0,26	94,16	2,01	5,01	3,00
	1,6	70,16	20,0	2,11	3,39	0,12	95,78	2,70	5,19	2,49
	2,4	68,92	19,7	1,89	3,32	0,15	93,98	2,56	6,52	3,96
	3,5	68,59	20,6	2,45	3,45	–	95,09	2,90	5,30	2,42

риод (паводка котловина имеет слой воды 0,7–1 м. В летнюю межень в сухое жаркое лето вода почти полностью испаряется или остается слоем 0,2–0,3 м. Озеро находится в озерно-болотной стадии развития. Котловина его зарастает с краев осокой и тростником, в центре – кустарником.

Изучение вещественного состава отложений по вертикали в озере-болоте показало, что с увеличением глубины (мощности осадка) резко возрастает зольность отложений и уменьшается содержание органики (таблица 2). На глубине 2 м наблюдается максимальное содержание органических соединений и минимальная зольность осадка. С 2–2,5 м величина этих показателей резко изменяется, и в остальной массе отложений вещественный состав стабилен. С глубиной увеличивается содержание кремнезема и полуторных окислов. Таким образом, до глубины 2,3 м отложения представлены обедненными сапропелями. Далее идут высокозольные осадки. Анализ механического и химического состава отложений позволяет предполагать, что мощность собственно озерных отложений составляет 2–2,5 м. Учитывая, что скважина пробуривалась в прибрежной части котловины (10 м от берега), в центральной части, в настоящее время закрытой мощной сплавной, можно предполагать некоторое увеличение мощности озерных отложений, в частности, торфянистого слоя. С глубины 2,0–2,5 м озерные отложения подстилаются аллювием II надпойменной террасы р. Сылвы.

На междуречьи Чусовой и Камы в д. Залесная в карстовом блюдце, выполненном озерно-болотными осадками, пробурена скважина. Как и в предыдущем озере-болоте, вода лишь периодически заполняет котловину блюдца. В центральной части под кустарником среди моховых кочек она сохраняется иногда все лето. Отложения относятся к высокозольным илам с малым содержанием органики (<15 %). Лишь на глубине 0,5 м органика в виде потери при прокаливании составляет 24,79 % (табл. 2). Здесь не наблюдается резкого отличия в составе собственно-озерных и подстилающих их элювиальных отложений. Согласно механическому и химическому составу озерные отложения имеют мощность порядка 1,6–2,0 м, а в центральной части, возможно, больше.

Спектральным анализом в отложениях карстовых озер обнаружены следующие микрокомпоненты (%):

Ca – 0,01–>5	Mg – 0,5–>3	Ti – 0,1–1,0
Sr – 0,001–0,1	Mn – 0,001–0,1	Cr – 0,003–0,06
V – 0,003–0,05	Ni – 0,001–0,03	Ba – 0,006–0,3
Zr – 0,001–0,01	Cu – 0,0003–0,001	Be – 0,0006–0,006
Co – 0,001–0,003	Pb – 0,001–0,003	Mo – 0,0001–0,003

Повышенное содержание Са и Mg связано в основном с литологией района. Присутствие некоторых компонентов может быть обусловлено обменными реакциями с придонной водой озера. Так, содержание стронция, бария и марганца больше в придонных водах, чем в илах. Содержание меди и никеля незначительно. Выше содержание хрома, титана и ванадия, характерных по мнению Е. М. Титова [16] для кремнеземистых сапропелей. Он же отмечает полное отсутствие никеля в известковистых илах, однако в осадке оз. Кислое он присутствует в сравнительно высоком количестве (0,01 % против 0,001 % для кремнеземистых илов). Содержание меди в золе сапропелей можно отнести за счет биохимических процессов, поскольку медь содержится во всех растениях.

ВЫВОДЫ

1. Формирование химического состава отложений карстовых озер Пермской области, помимо широтных климатических факторов, обуславливается геологическими, гидрогеологическими, гидрохимическими и биохимическими процессами.

2. Донные отложения исследованных озер по вещественному составу являются кремнеземистыми. Два озера (Кислое и Черное) имеют известковистые илы.

3. По содержанию органики отложения являются обедненными сапропелями и высокозольными озерными илами.

4. Незначительные размеры котловин и сравнительно быстрая эволюция карстовых озер обуславливают накопление озерных отложений небольшой мощности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алабышев В. В. Зональность озерных отложений. Изв. Сапроп. комитета. АН СССР, в. 6, 1932.
2. Аминев А. М. Курорт Ключи. Пермь, 1935.
3. Богословский Б. Б. Озероведение. М., 1960.
4. Бутырина К. Г., Р. В. Яценко. К термике карстовых озер. Уч. зап. Пермск. ун-та, № 165, 1967.
5. Горбунова К. А., К. Г. Бутырина, Р. В. Яценко. Химическая география озерных вод и льда. Хим. география и гидрогеохимия Перм. обл., Пермь, 1967.
6. Дексбах Н. К. О химическом составе илов некоторых озер Московской области. Тр. Сапроп. ин-та, т. 1, 1934.
7. Знаменский И. К. Минеральные источники Пермской губернии. Пермь, 1916.
8. Корде Н. В. Биостратификация и типология русских сапропелей. Изд. АН СССР, М., 1960.
9. Кузнецов С. И. Роль микроорганизмов в круговороте веществ в озерах. Изд. АН СССР, М., 1952.

Максимович Г. А. Озеро Кислое в Кишертском районе Пермской области и его происхождение. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 7, в. 4, 1956.

11. Максимович Г. А., Н. М. Чистяков. Лечебные грязи Суксунского района Пермской области. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 11, в. 2, 1957.

12. Максимович Г. А., И. Н. Шестов. Гидрогеохимия минеральных вод и грязей. Хим. география и гидрогеохимия Пермск. обл., Пермь, 1967.

13. Россолимо Л. А. Материалы по озерам верховьев и водоразделов рек Мсты, Волчины и Тверцы. Тр. Лимнол. ст. в Косине, доп. вып. 1, 1938.

14. Семенович Н. И. Донные отложения Ладожского озера. Наука, М.–Л., 1966.

15. Старков Н. П. Вещественный состав грязей озера Белого близ курорта Усть-Качка. Геология и петрография Западного Урала, Пермь, 1964.

16. Титов Е. М. К химической характеристике уральских сапропелей. Докл. АН СССР, т. 56, № 7, 1947.

Институт карстоведения и спелеологии

Ю. А. Ежов

ИСЧЕЗАЮЩАЯ РЕКА КУМЫШ

Река Кумыш (левый приток р. Чусовой) течет в западных предгорьях Среднего Урала в полосе распространения терригенно-карбонатных пород девонской, каменноугольной и пермской систем. Территория относится к внешней складчатой зоне Урала с чередующимися антиклинальными и синклинальными структурами, осложненными крупными дизъюнктивными нарушениями и более мелкой складчатостью. Складки простираются в субмеридиональном направлении на десятки и даже сотни километров.

Наличие мощных толщ известняков и доломитов определяет широкое развитие карстовых явлений, в частности, исчезающих рек, суходолов и мощных родников. Бассейн р. Кумыш расположен в Пашийско-Чусовском карстовом районе [3].

По соотношению поверхностного и подземного стока долина р. Кумыш делится на три участка.

В пределах верхнего участка р. Кумыш имеет постоянное течение. Долина здесь сравнительно неглубокая с пологими склонами, верховья заболочены. Карстовые явления выражены слабо. Вниз по течению долина постепенно углубляется, в ней появляются довольно крупные карстовые впадины. В 7–8 км ниже д. Бол. Кумыш река с шумом устремляется в одну из крупных впадин в русле и скрывается под землей. Место поглощения ее названо местным населением «Нырок».

Средний участок долины протяженностью до 8 км характеризуется отсутствием поверхностного стока. Долина имеет крутые склоны и врезана по отношению к поверхности междуречных пространств до 80–100 м. Склоны и дно долины покрыты многочисленными воронками диаметром до 20–30 м и более. Слева в долину р. Кумыш открывается Сухой лог

(Верхняя Талка), в котором поверхностный сток также сохраняется только в верховьях.

Нижний участок долины р. Кумыш начинается у бывшей д. Вынырок, где поглощенные выше речные воды выходят на поверхность из-под известняковой скалы в виде мощного источника, получившего название «Вынырок». Ниже источника поверхностный сток сохраняется на всем протяжении вплоть до р. Чусовой. В 4 км ниже «Вынырка» р. Кумыш принимает слева р. Нижнюю Талку.

Бассейн р. Кумыш выше источника «Вынырок» приурочен к погружающемуся на юг синклинальному прогибу, в ядре которого залегают верхнекаменноугольные известняки, сменяющиеся на север породами среднего карбона (рис. 1). Наличие в разрезе последних пачки сланцев, алевролитов и песчаников обуславливает сосредоточенный выход трещинно-карстовых вод на участке «Вынырок»[2].

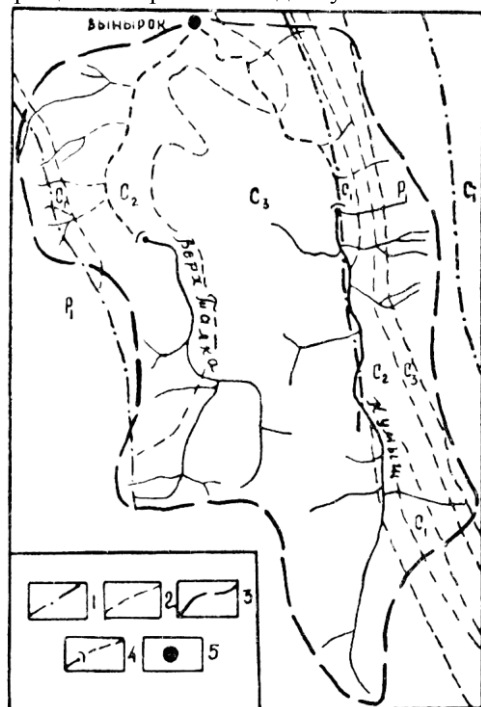


Рис. 1. Геологические условия водосборного бассейна источника «Вынырок»: 1 – тектонические разрывы, 2 – геологические границы, 3 – граница водосборного бассейна источника «Вынырок», 4 – участки поглощения поверхностных водотоков и сухие долины, 5 – участок разгрузки трещинно-карстовых вод

Источник «Вынырок» представляет главным образом разгрузку подземных вод, питающихся за счет вышележащих бассейнов рек Кумыш и Сухой лог. Суммарная водосборная

площадь этих бассейнов достигает 115 км^2 . При норме речного стока в данном районе [1], равной $9\text{--}10 \text{ л/сек/км}^2$, величина питания трещинно-карстовых вод в бассейне р. Кумыш составит в среднем $1035\text{--}1150 \text{ л/сек}$.

Неоднократные гидрометрические наблюдения на источнике «Вынырок», проводившиеся в разные годы сотрудниками института «Ленгипроэнергопроект» [1], Уральской гидрогеологической экспедиции (устное сообщение Г. Н. Беляева), Пермского гидрогеологического треста (устное сообщение И. А. Шимановской) и Кунгурского стационара УФАН СССР (Ю. А. Ежов), установили в летний период расход 1000 л/сек и более.

С целью получения сведений о величине минимального зимнего расхода источника нами по просьбе руководства Свердловского отделения института «Водоканалпроект» проведены гидрометрические работы в феврале 1968 г.

В 250 м ниже источника было разбито три створа с расстоянием между крайними в 23 м . Течение на участке створа спокойное, дно каменистое, но сравнительно ровное. Скорость потока определялась поплавками, а глубина – мерной рейкой через интервалы в 1 м .

Средняя глубина потока, вычисленная по трем створам, равна $0,52 \text{ м}$, средняя ширина – $13,7 \text{ м}$. Усредненная площадь поперечного сечения потока составляет $7,12 \text{ м}^2$. При средней скорости потока между створами I и III в $0,15 \text{ м/сек}$ его расход определяется величиной $1,06 \text{ м}^3/\text{сек}$. Учитывая, что скорость потока в придонной части из-за шероховатостей дна может быть меньше на $20\text{--}25 \%$ от определенной поплавками, реальный расход источника «Вынырок» 22 февраля 1968 г., видимо, не превышал $0,75\text{--}0,80 \text{ м}^3/\text{сек}$.

В III створе была отобрана проба воды, анализ которой выполнен в химической лаборатории Свердловского отделения института «Союзводоканалпроект». Сухой остаток составлял 191 мг/л , содержание в мг/л ионов: $\text{C1} - 5,3$, $\text{SO}_4 - 14,8$, $\text{HCO}_3 - 165,8$, $\text{NO}_2 - 0,02$ ($\text{Na}+\text{K}$) – $3,45$, $\text{Mg} - 21,8$, $\text{Ca} - 24$, Fe (общ) – $0,6$. Окисляемость (мг/л O_2) – $10,4$. F , NH_4 , Cu , Zn , Pb – не обнаружены.

Температура воды оказалась равной $2,5^\circ \text{C}$ при температуре воздуха – 8°C .

Имеющиеся данные позволяют ориентировочно вычислить величину подземной химической (карстовой) денудации в бассейне р. Кумыш. Для расчета приняты следующие исходные данные: количество растворенных в воде солей $0,23 \text{ г/л}$, дебит источника 750 л/сек , площадь питания или денудации 115 км^2 , объемный вес известняков $2,5 \text{ г/см}^3$. Отсюда при выносе 2176 м^3

породы в год величина карстовой денудации в бассейне р. Кумыш составит 19 микрон.

Химическая денудация в бассейне р. Кумыш по сравнению с другими районами развития карбонатного карста [4] невысока. Это связано, вероятно, с окремнелостью известняков верхнего карбона и, возможно, со значительным сосредоточением подземного стока вдоль поддолинных закарстованных зон рек Кумыша и Сухого лога.

Бассейн р. Кумыш выше источника «Вынырок» располагает значительными ресурсами подземных вод, которые могут быть использованы для различных целей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буданов Н. Д. Гидрогеология Урала. Изд. «Наука», 1964.
2. Ежов Ю. А. Изучение вертикальной гидродинамической зональности карстующихся толщ Кизеловского каменноугольного района. Труды Ин-та геологии УФАИ СССР, вып. 62, 1962.
3. Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области. Пермь, 1958.
4. Максимович Г. А. Основы карстоведения, тт. I, II. Пермь, 1963, 1969.

Институт геологии и геохимии УФАИ СССР

П. П. Латышев

НОВЫЙ ТИП ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ В РАЙОНЕ КАРБОНАТНОГО КАРСТА

Карбонатные породы Восточно-Уральской карстовой провинции [2, 3, 6, 7, 9] представлены преимущественно известняками каменноугольного возраста. В восточной части провинции, в области перехода горноскладчатого Урала в Западно-Сибирскую низменность, коренные породы закрыты рыхлыми песчано-глинистыми отложениями мезокайнозоя. Покровные отложения наибольшей мощности развиты на участках, сложенных карстующимися породами. Выходы известняков на поверхность наблюдаются, как правило, в долинах рек, а также на водораздельных участках низких заболоченных междуречий. Поверхность известняков весьма неровная, изобилует впадинами и выступами, образовавшимися в условиях древнего тропического карста [1]. К отрицательным формам погребенного карстового рельефа приурочены железные руды, бокситы, огнеупорные глины.

Разведка и разработка полезных ископаемых показала, что основным источником обводнения горных выработок являются карстовые воды известняков, подстилающих рудные залежи. Питание карстовых вод происходит в местах выхода известняков на поверхность или на участках развития маломощного хорошо проницаемого покрова. В естественных условиях воды известняков дренируются в долинах рек, образуя многочисленные источники. Движение карстовых вод от области питания к области разгрузки осуществляется под толщей практически непроницаемых глинистых отложений. Закарстованная поверхность известняков часто располагается ниже современного эрозионного вреза, и карстовые воды обладают напором. Условия циркуляции последних в карстовом массиве не ха-

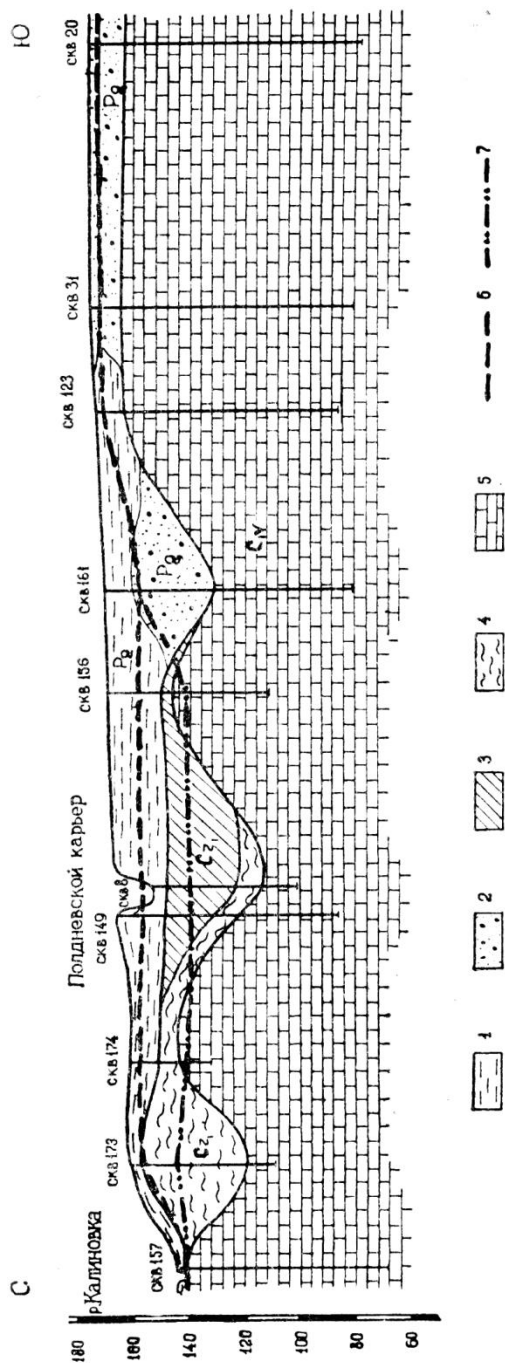


Рис. 1. Схематический гидрогеологический разрез через Полдневскую залежь Троицко-Байновского месторождения огнеупорных глин: 1 – глина, 2 – песок, 3 – глина огнеупорная, 4 – глина с прослоями песка, 5 – известняк, 6 – статический уровень карстовых вод, 7 – уровень на декабрь 1965 г.

рактены для описанных ранее типов гидродинамических профилей [4, 5, 8]. Типичным примером этого нового своеобразного типа являются карстовые воды в районе развития нижнекаменноугольных известняков Каменской синклинали. Известняки слагают здесь крылья синклиналей 2 и 3 порядков и образуют несколько меридиональных полос, которые дренируются на севере рч. Калиновкой, а на юге р. Исетью. Полосы известняков отделены друг от друга среднекаменноугольными глинистыми сланцами. Покровные отложения представлены песками и глинами мелового и палеогенового возраста.

На правобережье рч. Калиновки располагаются залежи огнеупорных глин Троицко-Байновского месторождения. Гидрогеологические условия месторождения показаны на рис. 1. В ненарушенных условиях уровень карстовых вод всюду располагался выше поверхности известняков. В результате многолетнего рудничного водоотлива производительностью 400–600 м³/час уровень в районе залежи глин снижен более, чем на 20 м.

Питание карстовых вод происходит на водоразделе в районе скважин 20 и 31. Уровень находится на глубине около 1 м от поверхности земли. Мощность песчаных отложений палеогена достигает 15–18 м. Атмосферные осадки насыщают пески и далее, продолжая нисходящее движение, поступают в закарстованные известняки. Ниже по потоку пески замещаются плотными слабопроницаемыми глинами. В результате карстовые воды приобретают напор, величина которого зависит от глубины вскрытия карбонатных пород. Амплитуда колебания абсолютных отметок поверхности известняков, по данным А. С. Веретенниковой, достигает 30–35 м на расстоянии 10 м между скважинами.

Циркуляция карстовых вод происходит по трещинам и карстовым пустотам, которые достигают иногда значительной величины. Известны случаи, когда скважины вскрывали карстовые полости, заполненные песчано-глинистым материалом, размером до 10–18 м. Крупные полости встречаются до глубины 50–70 м. Ниже, до глубины 150 м, карст проявляется уже в виде кавернозности. Если крупные карстовые полости являются следами древнего мезозойского карста, то Кавернозность известняков связана в значительной степени с современными карстовыми процессами.

В долине рч. Калиновки, где происходит естественная разгрузка водоносного горизонта известняков, движение воды имеет восходящий характер. Карстовые воды теряют напор и характеризуются хорошей связью с поверхностными водами.

Формирование карстовых вод в области их питания, движение под напором и разгрузка характеризуются типовыми графиками режима уровней в скважинах 31, 161, 157 (рис. 2). После зимнего меженного спада, который повсеместно заканчивается в марте, уровень карстовых вод начинает подниматься в результате инфильтрации снеговых вод. В области питания (скв. 31) уровень поднимается в мае почти до поверхности. Спад происходит быстро, т. к. кроме стока существенную роль в балансе подземных вод играет испарение и транспирация растительностью. Этому способствует неглубокое залегание водоносного горизонта. Летний меженный спад продолжается до августа, после чего происходит незначительный подъем уровня за счет инфильтрации осенних осадков.

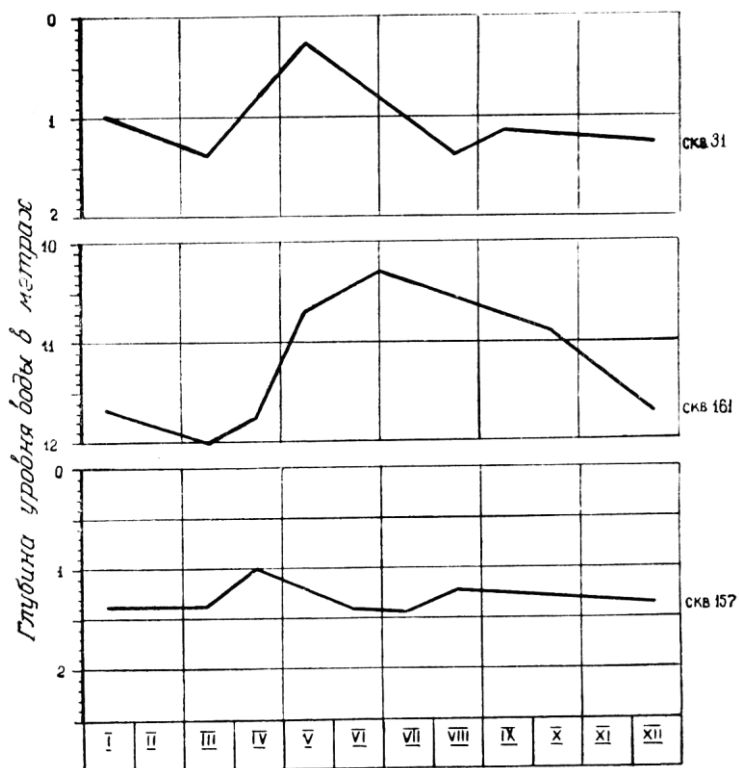


Рис. 2. Типовые графики режима уровня карстовых вод

В области движения карстовых вод под напором (скв. 161) уровень поднимается весной более медленно и заканчивается

только в июне – июле. Подъем происходит не только за счет увеличения напора на водоразделе, но и в результате замедленной инфильтрации атмосферных осадков через более мощную толщу песчано-глинистых отложений. Замедленный спад уровня во второй половине года является результатом затрудненного стока карстовых вод в сторону дренажа. Глубокое положение уровня препятствует испарению и транспирации, поэтому режим скв. 161 характеризуется отсутствием летней межени.

Особенности режима уровня в скв. 157 отражают тесную взаимосвязь поверхностных вод с подземными. Два максимума уровня в апреле и в августе связаны с подпором карстовых вод речными паводками, в летнюю межень, как и в рч. Калиновке, наблюдается самый минимальный уровень.

Наблюдения за режимом химического состава также подчеркивают особенности циркуляции карстовых вод в районе Троицко-Байновского месторождения огнеупорных глин. Минерализация карстовых вод по мере движения их от скв. 20 к скв. 161 и к рч. Калиновке в феврале 1965 г. увеличивалась соответственно от 166 мг/л до 192 и 748 мг/л. Резкое увеличение минерализации почти на 600 мг/л на расстоянии 17 км указывает на активное выщелачивание известняков и, в то же время, свидетельствует об отсутствии значительного разбавления карстовых вод на пути от области питания к области дренажа.

Сток карстовых вод в сторону дрены образует зоны поверхностной, вертикальной нисходящей, переходной, горизонтальной и сифонной циркуляции [4, 5, 8]. В зависимости от гидрогеологических условий могут существовать одна или несколько зон циркуляции, формирующие различные типы гидродинамического профиля.

В известняках Каменской синклинали сток карстовых вод образует лишь зону сифонной циркуляции. Ее характерные признаки: напорность карстовых вод, движение нисходящее на водоразделе и восходящее в зоне дренажа, активное выщелачивание водовмещающих пород. Возможность существования гидродинамического профиля с единственной зоной сифонной циркуляции обусловлена следующими причинами:

- 1) карстующиеся породы закрыты толщей песчано-глинистых отложений, мощность и водопроницаемость которых не выдержаны по разрезу;

- 2) современная речная сеть имеет неглубокий эрозионный врез.

Первое условие предопределяет возможность питания карстовых вод за счет фильтрации атмосферных осадков, второе –

ограничивает глубину дренирования известняков и препятствует развитию безнапорного стока.

Описанный тип гидродинамического профиля широко распространен на восточном склоне Среднего Урала. В зависимости от литологии и водопроницаемости покровных отложений условия формирования карстовых вод могут изменяться, образуя разновидности гидродинамического профиля. В районе г. Алапаевска карбонатные отложения закрыты преимущественно глинами. В окрестностях г. Артемовского на закарстованных известняках залегают трещиноватые опоки. В обоих случаях особенности формирования зоны сифонной циркуляции карстовых вод отражаются в их режиме.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гевирц М. И. Ископаемый палеокарст восточной части Среднего Урала. Гидрогеология и карстоведение, вып. 2. Пермь, 1964.
2. Максимович Г. А. Районирование карста Урала и Приуралья. Докл. IV Всеуральского географ. совещ., Пермь, 1958.
3. Максимович Г. А. Районирование карста СССР. Докл. IV Всеуральского географ. совещ., Пермь, 1958.
4. Максимович Г. А. Основные типы гидродинамических профилей областей карста карбонатных и сульфатных отложений. Докл. АН СССР, т. 1:12, № 3, 1957.
5. Максимович Г. А. Гидродинамические зоны карстовых вод и основные типы подземного стока. Специальные вопросы карстоведения. Изд. АН СССР, М., 1962.
6. Максимович Г. А. Распространение и районирование карста СССР. Гидрогеология и карстоведение, вып. 1, Пермь, 1962.
7. Максимович Г. А. Тектонические закономерности распределения карста на территории СССР. Общие вопросы карстоведения. Изд. АН СССР, М., 1962.
8. Максимович Г. А. Основы карстоведения, т. 1. Пермь, 1963.
9. Максимович Г. А., Горбунова К. А. Типы карста Урала. В сб. Типы карста в СССР, М., 1965.

**Институт карстоведения и спелеологии,
Уральская гидрогеологическая станция**

В. Н. Дублянский

О ХАРАКТЕРЕ И ИНТЕНСИВНОСТИ ХИМИЧЕСКОЙ ДЕНУДАЦИИ В ГОРНОМ КРЫМУ

Для оценки активности карстового процесса в отечественной литературе обычно применяются два показателя. Подземная химическая (карстовая) денудация – это слой карстующихся пород (*мк*), который ежегодно выносится с площади их развития [9]. Показатель современной активности карста (%) определяется как частное от деления объема растворенной породы, вынесенной подземными водами за 1000 лет, на общий объем карстующихся пород [11, 12].

Н. В. Родионов [И, 12] оценил показатель современной активности карста для Горного Крыма в целом в 0,08 %, а для Чатырдагского массива – в 0,15–0,20 %. В 1957–1963 гг. И. Г. Глухов [2, 3] привел для Горного Крыма и его юго-западной части в 400 раз меньшую величину – всего 0,00002 % за тысячу лет. В обоих случаях в расчеты вкрались досадные арифметические ошибки: данные Н. В. Родионова завышены в 10 раз, а данные И. Г. Глухова – занижены в 1000 раз (табл. 1). Г. А. Максимович [9] оценивает величину карстовой денудации для Горного Крыма в 35,3 *мк*.

Прежде, чем перейти к определению показателей активности карстового процесса, остановимся на некоторых теоретических предпосылках таких расчетов. Формирование химического состава карстовых вод Горного Крыма происходит в основном под влиянием атмосферных осадков, обеспечивающих их инфильтрационное и инфлюационное питание. Исходная минерализация атмосферных осадков довольно значительна и может составлять до 10 % от конечной минерализации вод источников [1]. Очевидно, что при расчете активности закарстования ее надо вычесть из последней. Хотя показатель

Т а б л и ц а 1

Показатель активности карстового процесса и карстовая денудация в Горно-Крымской карстовой области

Показатели, входящие в расчетные формулы	Автор и год производства расчета для разных районов						
	Горный Крым в целом			Различные районы Горного Крыма			
				юго-западный Крым		Чатырдаг	Долгоруковка
	Н. В. Родионо в, 1950, 1958	И. Г. Глухов, 1963	В. Н. Дублян- ский, 1965	И. Г. Глухов, 1957	Ю. И. Шутов, 1969	В. Н. Дублян- ский, Ю. И. Шутов, 1969	В. Н. Дублян- ский, 1968
Площадь карстующихся пород, км ²	490	866	866	385	385	31,56	10,37
Объем карстующихся пород, км ³	196	254	267,45	144	144	18,90	1,70
Расход источников за год, млн. м ³	—	232	232	172	—	18,40	4,73
Средняя минерализация источников, г/л	0,50	0,50	0,41	0,50	—	0,27	0,33
Расчетная минерализация источников, г/л	0,50	0,50	0,22	0,50	—	0,11	0,15
Объем растворенной и вынесенной породы, м ³ в год	17 300	43 000	18 900	32 000	12 200	837	260
Показатель активности карстового процесса, % за 1000 лет	0,008	0,017	0,007	0,022	0,008	0,004	0,015
Карстовая денудация, мк	—	—	21,8	—	31,6	26,5	25,0

активности рассчитывается за 1000 лет, в основе метода лежит предположение о неизменности темпа закарстования во всяком случае на протяжении антропогена. Так как выщелачивание известняков наиболее интенсивно происходит на поверхности, вряд ли верно приписывать всему объему растворенных и вынесенных водами источников пород глубинное происхождение. При расчете надо учитывать не только современный объем известнякового массива (V_1), но и объем поверхностных карстово-эрозионных котловин и ложбин (V_2), а также – карстовых воронок (V_3). Объем макро- и мезоформ легко реконструировать по топографической карте, используя в качестве опорных точек останцы карстово-денудационного рельефа на местных водоразделах плато. Объемы воронок, просадок и западин известны по данным карстологической съемки. Полный объем карбонатных пород главной гряды перед началом активного антропогенного закарстования составлял

$$V = V_1 + V_2 + V_3 = 254,00 + 13,40 + 0,05 = 267,45 \text{ км}^3$$

Аналогичные расчеты легко произвести и для отдельных горных массивов.

В расчетах следует использовать не площадь бессточных плато [11, 42], а полную площадь развития карстующих пород, включая склоновые водосборы [13]. В 1961 г она была определена И. Г. Глуховым. С незначительными уточнениями эти данные используются нами ниже (табл. 1).

Наконец, предыдущими исследователями использовалась несколько завышенная величина минерализации источников (0,50 г/л). Согласно данным исследований ИМР МГ УССР средняя минерализация воды карстовых источников Горного Крыма составляет 0,41 г/л [13]. Исходя из уравнения реакции растворения известняков (с учетом молекулярных весов участвующих в ней воды и углекислого газа); в расчеты следует вводить только 61 % от величины общей минерализации, что составляет всего 0,22 г/л.

Показатель активности карстового процесса для Горного Крыма составляет в среднем 0,007 %, для юго-западной части – 0,008 %, для Чатырдагского района – 0,004 %, для Долгоруковского района – 0,015 % (табл. 1). По классификации Г. А. Максимовича [9] эти величины соответствуют классу малой активности карста (для Долгоруковского массива – значительной активности). Величина карстовой денудации для отдельных районов Горного Крыма колеблется от 21,8 до 31,6 мм в год (табл. 1). Максимальной величины (74,6 мм в год) она достигает на днищах карстовых полостей нивально-

коррозионного класса, целиком сформированных за счет корродирующего воздействия талого снега [6].

За рубежом широкое распространение получили расчеты интенсивности коррозии по методам Ж. Корбеля [14], М. Пулины [16], И. Гамса [15]. Расчеты по методам Корбеля и Пулины дали для Горного Крыма несколько завышенную величину (50,0 *мк* в год). Величина карбонатной коррозии, определенная по методу И. Гамса, составляет для Ай-Петринского карстового района 43,1, для Чатырдагского – 27,9, для Долгоруковского – 24,4 *мк* в год, что соответствует изменению модуля подземного стока с запада на восток главной горной гряды.

Приведенные показатели интенсивности химической денудации имеют в основном сравнительное значение, хотя иногда их можно использовать и для количественных расчетов. При показателе активности 0.007 % и продолжительности антропогена в средних цифрах 1 млн лет [8], суммарный вынос карбоната кальция составляет 7 % от полного объема главной гряды. Так как объем поверхностных макро-, мезо- и микроформ составляет 5,05 %, на долю глубинных форм приходится 1,95 % или 7,3 *км*³. Полный объем всех 765 известных в настоящее время карстовых полостей Горного Крыма составляет около 0,001 *км*³ или всего 0,014 % от его общей трещинно-карстовой пустотности.

Все перечисленные гидрохимические методы основываются на данных, полученных при изучении химического состава вод карстовых источников и поверхностных водотоков. Материалы массовых химических анализов вод различных подземных водопоявлений Горного Крыма (конденсационная и инфильтрационная капель, снег и лед карстовых полостей, инфилюационные воды, воды проточных и непроточных озер, изолированных карстовых водотоков, трещинно-карстовые воды), накопленные ИМП МГ УССР в 1959–1970 гг., позволяют перейти к более детальным расчетам по отдельным массивам и группам карстовых полостей. В 1964 г. при изучении химического состава атмосферных вод Ай-Петринского района [1] были рассчитаны средние градиенты вертикального выщелачивания для зон 0–100 и 200–500 *м* от поверхности. В дальнейшем эти работы были продолжены в других районах в разные гидрологические сезоны и на различных участках карстовых полостей.

Градиент вертикального выщелачивания имеет наибольшее значение в межень, для глубины 0–100 *м* от поверхности (для инфильтрационных вод в среднем 220 *мг/л*. 100 *м*, для инфилюационных вод – 330 *мг/л* 100 *м*). В интервале глубин 100–500 *м* он резко снижается и составляет всего 14 *мг/л*. 100 *м*. В паво-

док по материалам изучения Красной пещеры он составляет всего 1,2 мг/л. 100 м.

Градиент горизонтального выщелачивания определялся в карстовых полостях на глубине 10–600 м от поверхности. Здесь отмечается более пестрая картина. В 1962 г. по данным лабораторных анализов установлено, что в межень градиент выщелачивания в русле подземной реки Красной пещеры составлял 2,6 мг/л. 100 м. Примерно такая же цифра (3,1 мг/л. 100 м) получена при обработке данных за 1958–1964 гг. В 1967–1969 гг. было произведено специальное обследование обводненных пещер Крыма с производством химического анализа на месте и повышением его чувствительности по ионам HCO_3 и Ca [7]. Выяснилось, что в пещерах Узунджа и Аянская градиент горизонтального выщелачивания составляет 0,5–3,3 (среднее значение 1,8 мг/л. 100 м). Однако, значительно чаще в межень на горизонтальных участках карстовых полостей (пещеры Желтая, Джур-Джур, Ени-Сала-3, Красная и др.) происходит отложение карбонатного материала. При этом градиенты горизонтального выщелачивания принимают отрицательное значение (от – 0,11 до – 14,5, среднее – 3,8 мг/л. 100 м). В паводок, при инфильтрационно-инфлюационном питании карстовых вод, градиент горизонтального выщелачивания составляет в среднем 0,62 мг/л. 100 м.

Изложенное свидетельствует о большой сложности гидро-геохимической обстановки различных участков карбонатных блоков в разные сезоны. В пределах каждого горного массива можно выделить минимум три гидрогеохимические зоны, из которых две верхние располагаются в пределах зоны эпигидрогенеза, а третья – в пределах зоны гидрогенеза в понимании Г. А. Максимовича [10]. Первая зона располагается на глубине до 100 м от поверхности. В межень здесь отмечается наиболее активная коррозионная деятельность, характеризуемая градиентами вертикального выщелачивания порядка 200–300 мг/л. 100 м (соответственно, для вод инфильтрационно- конденсационного и инфлюационного типов питания). В паводок градиенты выщелачивания в пределах этой зоны снижаются в 10–15 раз и обычно не превышают 12–15 мг/л. 100 м. Вторая зона располагается на глубине 100–500 м от поверхности. Для Ай-Петринского, Ялтинского и Чатырдагского районов установлено, что градиент вертикального выщелачивания в этой зоне составляет 10–20 мг/л. 100 м. Третья зона располагается на глубине, зависящей от суммарной мощности первых двух зон (от 20 до 500 м). В межень для нее характерен неустойчивый режим растворения – отложения с преобладанием последнего (разность средних горизонтальных гра-

диентов выщелачивания для различных полостей этой зоны составляет – 2,0 мг/л. 100 м). Здесь формируются всевозможные карбонатные новообразования, происходит образование плотинно-подпрудных озер. В паводок в пределах зоны преобладает размыв (+ 0,62 мг/л. 100 м).

При расчете пустотности выщелачивания, формирующейся в различных частях разреза карбонатной толщи, следует учитывать не только приведенные выше данные о градиентах вертикального и горизонтального выщелачивания, но и величину конденсационного, инфильтрационного и инфлюационного питания подземных вод отдельных блоков [5]. Для Горного Крыма такие расчеты пока возможны только для Краснопещерного блока (табл. 2).

Таблица 2

Объем пустотности выщелачивания, формирующейся в разных гидрогеохимических зонах Краснопещерного блока (м³/год и в %)

Гидрогеохимическая зона	м ³ /год			%		
	межень	паводок	всего	межень	паводок	всего
I	21	140	161	7,3	49,2	56,5
II	4	25	29	1,4	8,8	10,2
III	11	85	96	3,7	29,6	33,3
Всего	36	250	286	12,4	87,6	100,0

Из приведенных данных следует, что максимальное количество полостей коррозионного происхождения формируется в пределах первой гидрогеохимической зоны. В пределах второй зоны роль коррозии, как фактора формирования карстовых полостей, резко снижается, несколько возрастая в третьей зоне, в особенности – в паводок. Это полностью подтверждается реальным распределением карстовых полостей различных генетических классов в Горном Крыму [4].

Изложенные материалы были получены в основном в результате маршрутных исследований. Более точные гидрохимические характеристики всех выделенных гидрогеохимических зон могут быть получены только при стационарных исследованиях, постановка которых в карстовых районах Украины является задачей ближайшего будущего.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альбов С. В., Дублянский В. Н. Химический состав атмосферных осадков и его влияние на развитие карста Ай-Петринского массива. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 3 (4), Пермь, 1964.
2. Глухов И. Г. О водном балансе и гидрогеологическом районировании юго-западной части главной гряды Крымских гор. Вестн. Моск. гос. ун-та, № 4, 1957.
3. Глухов И. Г. О химическом составе подземных вод горного Крыма. В сб. Вопросы формирования химического состава подземных вод. Изд. Моск. гос. ун-та, 1963.
4. Дублянский В. Н. О роли снега в закарстовании и питании карстовых вод. Изв. АН СССР, серия геогр., № 2, 1963.
5. Дублянский В. Н. Водный баланс и баланс растворенных веществ одного из закарстованных блоков Крымских гор. Информ. бюлл. «Метеорология и гидрология», № 12, Киев, 1967.
6. Дублянский В. Н., Шутов Ю. И. Коррозионно-нивальные карстовые полости Горного Крыма. Изв. ВГО, № 6, 1967.
7. Дублянский В. Н., Шутов Ю. И., Вознесенская И. Е. Условия формирования химического состава подземных вод в карбонатных массивах. ДАН СССР, № 4, 175, 1967.
8. Зубаков А. В. Геохронология плейстоцена. Изв. АН СССР, серия геогр., № 6, 1968.
9. Максимович Г. А. Основы карстоведения, т. 1, Пермь, 1963.
10. Максимович Г. А. Гидрогеохимические зоны платформ. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 3 (4), Пермь, 1964.
11. Родионов Н. В. Некоторые данные о скорости развития карста в карбонатных породах. Тр. Лаборатории гидрогеол. проблем, т. 6, М.-Л., 1950.
12. Родионов Н. В. Инженерно-геологические исследования в карстовых районах. М., Госгеолтехиздат, 1958.
13. Шутов Ю. И. Методика расчета показателя активности карстового процесса. Бюлл. НТИ, серия гидрогеол. и инж. геол., ОНТИ ВИЭМС, М., 1969.
14. Corbel J. Vitesse de l'érosion. Ann. Geogr., N 366, LXVIII, 1959.
15. Gams I. Factors and dynamics of corrosion of the carbonatic rocks in the Dinaric and Alpine Karst of Slovenia. Geogr. vest., N 38, Ljubljana, 1966.
16. Pułina M. Zjawiska krasowe we Wschodniej Syberii. Warszawa, 1968.

Институт минеральных ресурсов МГ УССР

А. М. Кузнецов, Г. В. Бельтюков, В. А. Кузнецов

МЕЖСОЛЕВЫЕ РАССОЛЫ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Соликамская впадина, в пределах которой расположено Верхнекамское месторождение калийных солей, относится к особой гидрогеологической провинции [8] с мощной соленосной толщей в разрезе. На месторождении галогенная толща полностью или частично пройдена многими разведочными скважинами, при бурении которых явных признаков обводненности соляных пород не отмечалось. Однако в горных выработках действующих Березниковского и Соликамского рудников наблюдаются слабые локальные рассолопроявления в виде выбросов жидкости с газом, капельного истечения и малозаметных увлажнений соляных масс. Исследования показали, что эти рассолы имеют высокую концентрацию и различный солевой состав. Некоторый фактический материал о рассолах и в первом приближении представление о их природе приводятся в настоящей статье.

Толща галогенных отложений относится к кунгурскому ярусу пермской системы. Нижняя часть кунгурских образований сложена глинисто-ангидритовой толщей мощностью около 380 м. Стратиграфически выше она сменяется комплексом солей (около 600 м), в основании которого залегает толща каменной соли, выше – зона калийных и магниевых солей (более 100 м), а затем покровная каменная соль (до 60 м).

Верхняя часть разреза калийно-магниевых солей представлена карналлитовой породой. Ниже она сменяется пластами пестрого, полосчатого и красного сильвинитов. Каждый из перечисленных пластов характеризуется чередованием прослоек каменной и калийной солей и соленосной глины. Вещественный состав глин представлен аутигенными карбоната-

ми, ангидритом, гидрослюдами и другими терригенными минералами. В глинах содержится органическое вещество (до 60 %) и бактериальные клетки [15, 20].

В современном состоянии соляной залежи можно отметить следующие особенности: 1) повсеместное распространение дисперсно-рассеянных включений тазов в кристаллах хлористых солей, 2) наличие полостей различной величины, заполненных рассолами и газами.

Газы встречаются по всему разрезу соляной толщи – в галите, сильвине и карналлите в виде мельчайших пузырьков, обнаруживаемых при микроскопическом изучении и растворении кристаллов в воде. В сильвине и карналлите газа содержится во много раз больше, чем в каменной соли [14, 15]. Свободные газы заполняют трещины и каверны и находятся под давлением до десятков атмосфер. В состав газовых смесей входят азот, метан, водород, углекислый газ, сероводород и редкие газы. Большая часть азота является безаргоновой. Основная масса газовых микровключений представлена азотом, в газах трещин преобладает метан.

Трещины-полости располагаются горизонтально или под небольшим углом к напластованию пород [18]. В последние годы в сильвинитовой породе вскрыто немало полостей-трещин от волосных до 8–10 см шириной и протяженностью до 5 м. Они расположены согласно сезонной слоистости седиментации и развиты главным образом по легко разрушающимся глинистым прослойкам. Стенки пустот обычно сухие, но имеют следы растворения солей. Они покрыты кристаллами галита и сильвина. Кристаллы галита мельче и в меньшем количестве. Найдены хорошо развитые одиночные кристаллы (5–6 см) кубической формы. Некоторые полости участками заполнены прозрачным крупнокристаллическим сильвином [7]. Часто встречаются кристаллы необычной для него формы – вытянутые и изогнутые. Они найдены в периферических сужениях полостей, а в пустотах, развитых по глинистым прослойкам, являются единственными представителями минеральных новообразований. Обнаружены и отдельные пластинчатые кристаллы гипса, частично расщепленные по плоскостям спайности.

Можно предполагать, что полости ранее были заполнены пересыщенными относительно этих солей рассолами. Избыток солей откладывался вначале в виде мелких, а затем и крупных индивидов. Очевидно, позднее под давлением газов, заполнявших полости, рассолы переместились на более низкие отметки в соляной толще.

В горных выработках рудников незначительные истечения рассолов происходят главным образом из глинистых прослоек. Приток жидкости чаще капельный и измеряется от 0,3 до 30 капель в минуту. Притоки с большим количеством рассола отмечаются редко. Особенно отчетливо рассолопроявления наблюдаются при бурении шпуров и подземных скважин. Растворы капельного истечения обогащены хлористым кальцием и бромидом, а в случаях значительных притоков – хлоридами натрия и калия, с повышенным содержанием сульфата кальция и малым – бром-иона. Температура рассолов сохраняется на уровне $8 \pm 1^\circ\text{C}$.

В таблице собраны анализы рассолов (№ 1–14) из глинистых прослоек сильвинитовой зоны Березниковского рудника, отобранных в 1960–1968 гг. Здесь же приведены составы рассола (№ 17) из сильвинита Соликамского рудника, полученного в 1930 г. и поступавшего по каплям более трех лет [10], и двух рассолов (№№ 15–16), полученных при прорыве вод в ствол шахты 4 в 1964 г. [2]. Для сравнения показаны анализы капельного рассола (№ 18) из сильвинита Старобинского месторождения [3] и рассолов (№№ 19–21) из стасфуртских соляных залежей, отобранных в 1904 г. на глубине 300 м на границе ангидрита и соляной глины [5].

Все рассолы относятся к хлоридному типу [4] и характеризуются соленостью от 227 до 320 г/кг. Солевой фон составляют NaCl, KCl, MgCl_2 , CaCl_2 и CaSO_4 с вариациями количественного их содержания. Чаще всего в растворах с капельным притоком преобладает $\text{MgCl}_2 + \text{CaCl}_2$ над $\text{NaCl} + \text{KCl}$ (№№ 1–10, 13–15, 17). С увеличением притока состав изменяется в сторону высоких концентраций $\text{NaCl} + \text{KCl}$ (№№ 11, 12, 16).

Особенностью рассолов является наличие CaCl_2 , отсутствующего в твердой фазе. Концентрация его антибатна объему притекающей жидкости. С накоплением хлористого кальция тесно связана концентрация бромидов в растворе, достигающая 13,5 г/кг [1]. Как правило, бромом обогащаются только те растворы, которые поступают в незначительном количестве из глинистых прослоек и имеют большие концентрации хлорида кальция. Обогащение рассолов хлористым кальцием отмечено и для других районов соленакопления – Старобинского и Стасфуртского месторождений (табл.), соленосных отложений кембрия Восточной Сибири [16], верхней юры Туркмении [9].

Существование хлор-кальциевых рассолов тесно связано с соляными глинами. Эти рассолы перемещаются в узких пространствах нарушенных зон в соляной толще (пор, трещин, глинистых прослоек и пр.) и на значительном протяжении

Т а б л и ц а

Химический состав рассолов

№ п. п.	Приток, л сутки	Уд. вес	Состав, г/кг						Вг·10 ³ Сl	По данным
			NaCl	KCl	MgCl ₂	CaCl ₂	CaSO ₄	Сумма		
Березниковский рудник										
1	0,2	1,216	37,38	43,58	129,08	89,03	0,20	299,27	67,6	Химической лаборатории Березниковского калийного комбината
2	0,4	1,294	30,10	36,09	162,60	81,07	0,19	310,05	64,9	
3	2,1	1,280	29,22	38,36	156,88	79,06	0,13	303,65	48,2	
4	2,1	1,275	33,33	32,78	155,22	48,90	0,20	270,43	49,0	
5	0,2	1,272	50,31	33,09	138,60	70,68	0,20	292,88	51,5	
6	48,0	1,288	10,17	39,52	206,24	55,80	0,23	311,96	36,9	
7	капельный	1,267	52,40	38,40	135,50	67,70	0,20	294,20	56,7	
8	«	1,270	48,50	36,00	146,80	69,50	0,20	301,00	47,9	
9	«	1,264	53,70	41,40	139,90	68,00	0,30	303,30	53,0	
10	1440,0	1,272	19,10	28,70	248,60	3,40	1,10	300,90	11,8	
11	480,0	1,235	166,00	87,60	35,00	9,00	1,60	299,20	–	
12	480,0	1,238	180,50	84,70	21,30	14,60	1,80	302,90	13,4	
13	выброс	1,278	50,16	28,74	166,88	68,71	0,10	314,59	22,7	
14	капельный	1,29	39,92	36,08	162,68	81,07	0,70	319,95	62,7	А. И. Дзенс- Литовского и Т. К. Шлендовой [8]
15	120 000	1,175	221,80	0,10	1,10	–	4,20	227,20	0,3	Г. В. Бельтюкова и
16	120 000	1,250	58,59	28,19	201,97	25,26	0,28	314,29	5,9	Б. М. Голубева [2]

№ п. п.	Приток, л/сутки	Уд. вес	Состав, г/кг						$\frac{\text{Br} \cdot 10^3}{\text{Cl}}$	По данным
			NaCl	KCl	MgCl ₂	CaCl ₂	CaSO ₄	Сумма		
Соликамский рудник										
17	капельный	1,27	45,51	41,97	137,80	70,10	сл.	295,38	50,6	А. А. Иванова [10]
Старобинское месторождение										
18	–	1,250	29,52	26,54	67,32	205,15	–	328,53	10,2	Г. Б. Богомолова и др. [3]
Стасфуртское месторождение										
19	капельный	–	60,00	26,00	103,00	59,00	0,7	248,70	–	Я. Г. Вант Гоффа [5]
20	„	–	61,00	23,00	62,00	99,00	0,3	245,30	–	
21	„	–	57,00	27,00	47,00	125,00	сл.	256,00	–	

своего пути, взаимодействуя с твердой фазой, обогащаются более растворимыми солями – хлоридами кальция и бромидом [11]. Хлористый кальций появляется в результате реакций катионного обмена с глинами. Бром-ион концентрируется собирательным растворением изоморфной примеси бромида из кристаллов хлористых солей. Это объяснение согласуется также с появлением вторичных кристаллов галита, сильвина, карналлита в небольших озерах, распространенных в рудниках. Кристаллы образуются в зимнее время [13], когда давление пара насыщенного раствора больше парциального давления воды в объеме подземных выработок, и движущиеся воздушные массы вызывают испарение с водной поверхности.

Поступающий в раствор хлористый кальций понижает растворимость хлоридов натрия, калия, магния [12, 17], вызывает пересыщение растворов и кристаллизацию из них солей. Кристаллы растут только из пересыщенных растворов [6] и высаливающим эффектом обусловлены вторичные образования на стенках трещин. В узких периферийных участках при относительно малых объемах жидкости возникали большие пересыщения, что незамедлительно вызывало увеличение линейного роста кристаллов и искажение их формы.

Термодинамические расчеты показали незначительность энергетических затрат в реакциях двойного обмена между хлоридами и сульфатами одно- и двухвалентных металлов, а также в сопровождающем их обмене между катионами движущихся растворов и вмещающей среды. Изменение состава раствора, однако, имеет тенденцию совершаться в сторону обогащения жидкой фазы солями двухвалентных металлов, как наиболее выгодной комбинации, приводящей к максимально возможному понижению энергии системы. Преобладание магния и кальция в жидкой фазе и высокие концентрации бромидов отвечают глубокой метаморфизации рассолов, совершающейся на пути их медленной миграции в соляной толще.

Таким образом, из сказанного следует, что появление в этих рудниках растворов с преобладанием хлористого натрия означает нарушение в ходе изменения их состава, объясняемое проникновением в соляную толщу надсолевых вод, что представляет угрозу эксплуатации месторождения. Можно сделать также вывод, что наличие рассолов, богатых хлористым кальцием и бедных хлоридами калия и магния, отнюдь не указывает на отсутствие в соленосных отложениях калийно-магниевых солей, что следует иметь в виду при поисках калийных солей, в частности, в Восточной Сибири [19].

ЛИТЕРАТУРА

1. Бельтюков Г. В. К гидрогеохимии седиментационных рассолов соляных месторождений. Геохимия, № 9, 1970.
2. Бельтюков Г. В., Голубев Б. М. Антропогенный карст Верхнекамского месторождения калийных солей. Гидрогеология и карстоведение, вып. 3, Пермь, 1966.
3. Богомолов Г. В., Лупиневич Ю. И., Кислик В. З. О природе рассолов в калийных горизонтах Старобинского месторождения. Докл. АН БССР, т. 12, № 4, 1968.
4. Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. Изд-во Московск. ун-та, 1962.
5. Вант Гофф Я. Г. Океанические соляные отложения. ОНТИ, 1936.
6. Вульф Ю. Г. К вопросу о скоростях роста и растворения граней (1895). Избр. работы по кристаллофизике. Изд. АН СССР, 1952.
7. Голубев Б. М. О пустотах в породах калийной зоны Верхнекамского месторождения, вскрытых горными выработками Березниковского калийного рудника. Тр. ВНИИГ, вып. 51, 1969.
8. Дзэнс-Литовский А. И., Шлендова Т. К. Гидрогеологическая изученность Верхнекамского месторождения калийных солей. Тр. ВНИИГ, вып. 53, 1967.
9. Добров Ю. В. Пластовые воды гаурдакской свиты Керки-Дага. Сб. Геология нефти и газа. Госгостехиздат, М., 1961.
10. Иванов А. А. О воде и рассолах месторождений калийных солей. Калий, №№ 5–6, 1934.
11. Кузнецов А. М., Максимович Г. А. О закономерностях накопления бром-иона в подземных рассолах. Докл. АН СССР, т. 138, № 5, 1961.
12. Курнаков Н. С., Николаев А. В. Изотерма 25° четверной системы $\text{CaCl}_2 + \text{MgCl}_2 + \text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$ и перекопские хлор-кальциевые озера. Изв. АН СССР, сер. хим., № 2, 1938.
13. Максимович Г. А., Бельтюков Г. В., Голубев Б. М. Соляные образования подземных озер. Пещеры, вып. 6 (7), Пермь, 1966.
14. Морачевский Ю. В., Черепенников А. А. Газоносность соляной толщи. Тр. ВНИИГ, вып. 17, 1939.
15. Несмелова З. Н. О газах в калийных солях Березниковского рудника. Тр. ВНИИГ, вып. 35, 1959.
16. Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. Изд-во «Наука», М., 1966.
17. Соловьева Е. Ф. Изотерма 50° водно-солевой системы $\text{Na}, \text{K}, \text{Mg}, \text{Ca} \parallel \text{Cl} - \text{H}_2\text{O}$. Тр. ВНИИГ, вып. 52, 1967.
18. Шешуков Н. Г. К вопросу геологии карналлитов Верхнекамского месторождения. Калий, № 9, 1936.
19. Яншин А. Л. Перспективы открытия месторождений калийных солей на территории Сибири. Геология и геофизика, № 10, 1962.
20. Яржемская Е. А. Вещественный состав галопелитов. Тр. ВНИИГ, вып. 29, 1954.

**Институт карстоведения и спелеологии,
Пермский университет
Институт новых химических проблем АН СССР**

Е. А. Иконников, В. М. Крутов

КЛАСТОКАРСТОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЮРЮЗАНО-СЫЛВИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ И ИХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Описываемая территория занимает северную часть Юрюзано-Сылвинской депрессии, расположенную к югу от Косьвинско-Чусовской седловины до широты г. Перми. Район сложен преимущественно терригенными породами пермского возраста. С глубиной в разрезе появляются линзы и пачки гипса, ангидрита и каменной соли [4, 5].

Наличие в терригенной толще трещиноватых песчаников и конгломератов на растворимом известковом цементе, достаточного количества в районе атмосферных осадков (500–550 мм), содержащих свободную углекислоту и имеющих незначительную общую минерализацию (табл. 1), обуславливает развитие кластокарста [1, 2, 3, 6].

Впервые кластокарстовые явления в Юрюзано-Сылвинской депрессии были описаны Л. А. Шимановским [7,8] в кунгурских конгломератах и конгломерато-брекчиях южнее исследуемого района.

При гидрогеологическом картировании северной части депрессии явления кластокарста авторы наблюдали в песчаниках кунгурского и Соликамского возраста. Содержание известкового цемента в песчаниках составляет 20–25 %, а на отдельных участках до 80 %. Кунгурские песчаники часто загипсованы.

Кластокарстовые явления имеют своеобразную слабовыраженную форму и заключаются, главным образом, в растворении и выносе известкового цемента, образовании полостей, каналов, каверн.

Т а б л и ц а 1

Химический состав атмосферных осадков
(анализы выполнены Г. Посягиным и М. Мошковой)

Место и дата отбора пробы (1965 г.)	Содержание, мг/л							Общая минерали- зация, мг/л
	CO ₂	HCO ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na+K	
Дождь								
д. Сергинцы 5.VIII	13,2	48,8	12	9,6	3,8	1,2	23,5	99,0
д. Бревно 26.VII	13,2	36,6	4,0	3,5	4,0	1,2	11,0	60,3
д. Н. Калино 23.VII	4,4	30,5	нет	7,1	1,4	0,4	13,8	53,2
Снег								
д. Выломово 8.IV	8,8	42,7	нет	1,8	8,0	3,6	0,2	57,0
г. Лысьва 5.IV	17,6	48,8	4,0	3,5	6,0	1,2	12,2	76,7

Соединения азота в анализах не показаны.

Скважины в районе дд. Мурашево, Выломово, Мехряково, Поповки (на р. Лысьве) показывают, что в результате этих процессов песчаники имеют значительную Кавернозность, а участками сильно разрушены. Каверны были встречены в интервалах 32–58 м, 36–54 м и 53–72 м. Размеры каверн до 2 см.

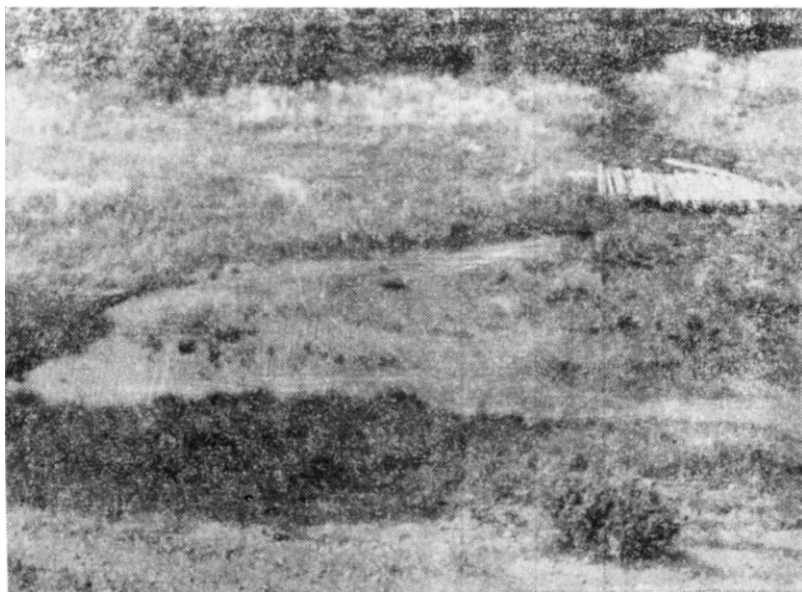


Рис. 1. Родник из Соликамских отложений в д. Мурашево, приуроченный к карстовому понижению

На поверхности кластокарстовые процессы проявляются в виде слабых понижений, редких блюдцеобразных воронок и циркообразных выемок на склонах долин и логов, в местах выхода водоносных песчаников на поверхность.

Блюдцеобразное понижение размером 25×25 м в плане наблюдается на правом берегу р. Новиковки, южнее ст. Калино. В д. Мурашево к аналогичному понижению приурочен крупный родник с дебитом 120 л/сек (рис. 1). Ниже по р. Селянке расположен другой источник с дебитом 60 л/сек, выходящий на склоне из циркообразной выемки и отлагающий известковый туф (рис. 2). В выемке отчетливо видны карстовые каналы диаметром 2–3 см и более. Подобный родник находится в районе д. Мехряково на левом берегу р. Березовки.

Одиночные воронки, связанные с кластокарстом, имеются в долине р. Степковки и в районе ж. д. станции Лязгино.

Развитие кластокарста идет избирательно, активизируясь на участках с большим содержанием растворимого цемента и большей трещиноватостью пород. Эти участки, как правило, характеризуются следующими особенностями:



Рис. 2. Родник из Соликамских отложений, отлагающий известковый туф

1. Крупными родниками с дебитом, достигающим 100 л/сек и более.
 2. Турбулентным характером движения воды в трещинах, каналах, кавернах, что отчетливо видно в местах выхода подземных вод на поверхность.
 3. Интенсивным растворением цемента песчаников подземными водами с последующим выносом и отложением его в виде известкового туфа.
- Процессы выщелачивания цемента, сопровождающиеся расширением трещин, образованием карстовых каналов, создают благоприятные условия для аккумуляции и разгрузки подземных вод. Повышенная водообильность пород, в образовании которой важную роль сыграли кластокарстовые процессы, установлена в бассейнах рек Супича, Степковки, Селянки,

Т а б л и ц а 2

Химический состав подземных вод Соликамских и кунгурских песчаников на участках развития кластокарста

Место отбора пробы	Дебит, л/сек	Содержание, мг/л						Общая минерализация, мг/л	Гидрохимическая фация по Г. А. Максимовичу
		HCO ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na		
На правом берегу р. Селянки, у южной окраины д. Мурашево	120	305,1	165,2	5,3	97,2	16,5	54,7	644,1	HCO ₃ –SO ₄ –Ca
На правом берегу р. Селянки, 200 м ниже д. Хлопуново	60	292,9	268,9	3,6	116,6	18,8	71,9	772,9	HCO ₃ –SO ₄ –Ca
На левом берегу р. Кутамыш, 2,0 км выше устья р. Карабаихи	20	280,6	53,07	3,5	54,2	31,6	10,2	433,3	HCO ₃ –Ca–SO ₄
На правом берегу р. Степковки, 7,1 км выше ее устья	45	414,9	16,0	3,6	16,0	3,6	23,4	578,5	HCO ₃ –Na–SO ₄
На левом берегу р. Березовки, 1,8 км ниже д. Мехряково	5	366,1	574,7	8,9	161,5	29,9	82,5	1023,6	SO ₄ –HCO ₃ –Ca
На правом берегу р. Брусун, 300 м ниже д. М. Брусун	6	317,3	16,0	9,6	68,7	11,9	32,0	455,5	HCO ₃ –Ca–Na
На южной окраине д. Таборцы	2	329,5	29,1	5,3	100	2,3	22,5	488,8	HCO ₃ – Ca – SO ₄

Омутной, Кутамыша, Березовки и в других местах. Дебит скважин здесь достигает 36,7 л/сек, родников – 120 л/сек.

Химический состав вод определяется составом цемента [7, 8]. В загипсованных песчаниках подземные воды имеют минерализацию до 1 г/л и сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевую или гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевую гидрохимические фации. При слабой загипсованности состав вод гидрокарбонатно-кальциево-сульфатный, а минерализация воды – до 0,5–0,6 г/л (табл. 2).

Таким образом, кластокарстовые явления Юрюзано-Сылвинской депрессии, наблюдающиеся как в конгломератах, так и в песчаниках с известковым и известково-гипсовым цементом, оказывают существенное влияние на водообильность и химический состав подземных вод.

ЛИТЕРАТУРА

1. Максимович Г. А. Типы карстовых явлений. Доклады Пермской карстовой конференции, 1947.
2. Максимович Г. А. География карста в обломочных породах. Географический сборник Географического об-ва СССР, № 1, 1952.
3. Максимович Г. А., Тюрина И. М. Химический состав атмосферных осадков. Химическая география вод и гидрогеохимия Пермской области. Пермь, 1967.
4. Софроницкий П. А. К поискам нефти в Уфимско-Соликамской впадине. Тр. ВНИГНИ, вып. 31, 1960.
5. Софроницкий П. А. Геологический очерк. Химическая география вод и гидрогеохимия Пермской области. Пермь, 1967.
6. Троицкий В. А. Гидрологическое районирование СССР. Тр. Комиссии по естественно-историческому районированию СССР, т. 2, вып. 3. Изд. АН СССР, 1948.
7. Шимановский Л. А. Кунгурские конгломераты и конгломерато-брекчии Юрюзано-Сылвинской депрессии и их роль в рельефообразовании и гидрогеологии. Гидрогеология и карстоведение, вып. 2, Пермь, 1964.
8. Шимановский Л. А. Кластокарст Юрюзано-Сылвинской депрессии. Изв. АН СССР, сер. географ., № 2, 1964.

Пермский геологоразведочный трест

Л. А. Шимановский

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АКВАЛАНГОВ ПРИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ КАРСТОВЫХ РАЙОНОВ

В гидрогеологических исследованиях большое значение имеет детальное описание естественных выходов подземных вод – родников, мочажин ит. п. В районах развития карстовых и трещинных вод особенно важно установить характер выхода источников. Крупные родники, расположенные на больших расстояниях друг от друга, обычно указывают на разобщенную сеть обводненных карстовых каналов и трещин. Близко расположенные источники или сплошные выходы подземных вод, прослеживающиеся на больших расстояниях, так называемые «пластовые выходы», могут свидетельствовать о наличии водоносного горизонта, представленного сообщающимися обводненными пустотами, трещинами и каналами. Источники, выходящие на уровне уреза реки или выше него, легко могут быть обследованы путем непосредственного осмотра и изучения. Выходы подземных вод, расположенные ниже уровня рек, озер, морей – подводные источники, часто остаются неисследованными. Такие родники имеются в реках, озерах, морях [5, 6]. Особенно много их там, где в связи со строительством гидроэлектростанций создаются крупные водохранилища. В таких условиях гидрогеологические исследования сильно затруднены.

Обнаружение подводных источников по полыньям на реках возможно в результате проведения зимних аэровизуальных и наземных маршрутов [7, 8, 13, 14, 15, 16], геофизическими методами – речным термокаротажом [11] и речной резистивиметрией [16]. При помощи гидрометрических работ возможен количественный учет водообильности выходов подводных источ-

ников. Но ни гидрометрические, ни геофизические методы не дадут ответа на вопрос о характере выхода подводных источников, а значит и о форме циркуляции карстовых или трещинных вод.

В последние годы для изучения подводной части обнажений, геоморфологии морского дна, затопленных археологических памятников, фауны и флоры морей и озер и т. д. применяются акваланги. Они также успешно могут применяться и для изучения подводных источников. Нами при гидрогеологической съемке Пермского Приуралья, в карстовых районах Уфимского плато и в некоторых участках Камского водохранилища для изучения подводных источников применялись маска, дыхательная трубка, ласты или легководолазные приборы – акваланги «Украина» и «Подводник».

В результате применения дыхательной трубки и аквалангов нами были установлены концентрированные выходы подземных вод в Чусовском заливе Камского водохранилища в районе деревни Голованово, в долине р. Ирени у д. Шубино, а также пластовые выходы, крупные зоны разгрузки в долине р. Колвы у г. Чердыни, в долине р. Иргины и в ряде других мест.

Дыхательная трубка, маска и ласты наиболее простой и дешевый прибор, позволяющий плавать ниже уровня воды на 20–30 см и нырять, затаив дыхание на глубины до 5–10 метров. С помощью дыхательной трубки можно изучать неглубокие участки рек или участки со светлой водой, где хорошо видны подводные источники. Возможность опускаться на глубины 5–10 м позволяет за несколько спусков не только осмотреть источники, но и замерить ширину его выхода, температуру воды, отобрать пробы на химический анализ.

Значительно большие возможности дают легководолазные приборы – акваланги. Это автономные воздушно-баллонные дыхательные аппараты. Выпускаемые отечественной промышленностью акваланги «Украина» и «Подводник» состоят из 2-х баллонов емкостью 4–7 л, в которые нагнетается воздух, сжатый до 150–200 атмосфер, и легочного автомата, регулирующего подачу воздуха в легкие под давлением, равным давлению воды. Глубина погружения возможна до 40 метров. Время нахождения под водой в зависимости от глубины погружения колеблется от 8–10 до 50–55 минут. Использование в аквалангах сжатого воздуха исключило возможность заболевания специфическими водолазными болезнями (кислородное голодание, кислородное отравление, отравление углекислотой, баротравма легких) и сделало этот прибор легкодоступным для использования при экспедиционных работах.

Правила (пользования им изложены в специальных инструкциях и спортивных руководствах [1, 10].

При помощи аквалангов, благодаря возможности опускаться на большие глубины и на значительно большее время, чем с дыхательной трубкой, можно детально изучить подводные источники и произвести все те наблюдения, которые производятся при изучении наземных источников. Так, нами при использовании аквалангов «Украина» и «Подводник-1» описывались характер выхода подводного источника, литология водоносного горизонта (производились даже расчистки), делались различные замеры – ширины выхода родника, температуры, производились отбор проб, зарисовка и описание источника. При длительной работе под водой непосредственно у источника, где температура воды составляет 5–8° С необходимо использовать прорезиненный специальный костюм, под который одевается шерстяное трико.

Зарисовки и описания можно производить при пользовании дыхательной трубкой и при пользовании аквалангами. Они делаются простым карандашом на пластмассовой пластинке. Иногда делают зарисовки масляными красками на листе жести. Однако этот способ неудобен и сложен.

Последние годы в связи с широким распространением подводного спорта и проведением подводных научно-исследовательских работ отечественная промышленность наладила выпуск герметических боксов для фотоаппаратов и кинокамер. Применение фотоаппаратов и кинокамер значительно облегчит работу под водой и повысит ее качественность.

Большое значение приобретают акваланги при исследовании затопленных частей пещер, сифонных каналов. Опыт применения их описан в зарубежной литературе Н. Кастере [4]. К выводу о необходимости использования аквалангов при изучении пещер пришел и венгерский спелеолог Ласло Якуч [18].

В отечественной практике акваланги использовались при исследовании пещер Крыма комплексной карстовой экспедицией АН УССР [2,3], а также при исследовании затопленной части побережий Камского и Воткинского водохранилищ в экспедициях Пермского университета, организованных И. А. Печеркиным и Ю. М. Матарзиным.

При исследовании пещер и при работе на больших глубинах обязательным дополнением к аквалангам должен быть специальный гидрокостюм и шерстяной спортивный костюм. Это особенно необходимо при работе, где температура карстовых вод низкая. На Урале и в Предуралье температура карстовых озер и источников составляет 4–5°, и проводить подводные исследования в этих районах без гидрокостюма и

шерстяного белья – нельзя. Экипировка аквалангиста-ученого, аквалангиста-исследователя описана О. Ф. Хлудовой [12], Д. Олдриджем [9], А. А. Брызгаловым [1] и др.

Широкое внедрение подводных работ с масками и аквалангами в практику гидрогеологических исследований, особенно крупномасштабных гидрогеологических съемок, позволит открыть много интересного в гидрогеологии карста и трещинных вод, а также имеет большое значение при изучении инженерно-геологических процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брызгалов А. А. Основы подводного спорта. Изд. ДОСААФ, М., 1959.
2. Домбровский О. И., Щепинский А. А., Дублянский В. Н., Гончаров В. П., Иванов Б. Н. Очерки о Красных пещерах. Симферополь, 1962.
3. Дублянский В. Н. Красная пещера. Природа № 1, 1961.
4. Кастере Н. Зов бездны. Географгиз, М., 1963.
5. Максимович Г. А. Подводные карстовые источники морей. Уч. зап. Пермск. ун-та, т. XI, вып. 2, 1957.
6. Максимович Г. А. Основы карстования. Т. 1, Пермь, 1963.
7. Михайлов Г. К. Методика проведения аэровизуальных наблюдений при гидрогеологической съемке. Разв. и охр. недр, № 6, 1963.
8. Михайлов Г. К. Об аэровизуальных наблюдениях при гидрогеологическом изучении карстовых районов. Методика изучения карста, вып. 3, Пермь, 1964.
9. Олдридж Д. Подводная охота, М., 1958.
10. Руководство по организации занятий подводным спортом в морских клубах и первичных организациях ДОСААФ. Изд. ДОСААФ, М., 1959.
11. Сердюк Я. Я. Методика проведения речного термопрофилирования при поисках подземных вод. Разв. и охр. недр № 6, 1963.
12. Хлудова О. Ф. Волны над нами. Географгиз, М., 1969.
13. Шимановский Л. А. Применение аэровизуальных полетов и лыжных маршрутов при изучении карста. Матер. VI Всеур. совещ. по вопросу географ. и охр. прир. Физико-географ. районирование. Уфа, 1961.
14. Шимановский Л. А. О необходимости дополнения гидрогеологической съемки зимними исследованиями. БНТИ гос. геол. ком-та СССР № 6 (50), 1963.
15. Шимановский Л. А. Изучение карста при мелкомасштабных гидрогеологических съемках на примере Уфимского плато и прилегающей территории. Методика изучения карста, вып. 6, Пермь, 1963.
16. Шимановский Л. А. Опыт гидрогеологической съемки в зимних условиях. Разв. и охр. недр № 11, 1964.
17. Щукин И. С. Общая геоморфология, т. II, М., 1964.
18. Якуч Л. В подземном царстве. Географгиз, М., 1963.

Институт карстования и спелеологии

ГИДРОГЕОЛОГИЯ*Г. П. Верхованцев***СПОСОБ ОЦЕНКИ ВОДООБИЛЬНОСТИ
ТРЕЩИНОВАТЫХ ПОРОД**

Трещиноватые породы характеризуются, как правило, сложными гидрогеологическими условиями и очень пестрой водообильностью. Это затрудняет выделение зон повышенной водоносности, а внутри них – локальных водообильных участков. Между тем подобные задачи требуют разрешения при многих практических работах, в частности, при поисках и разведке источников водоснабжения, гидрогеологическом районировании территорий и т. д.

Разграничение территорий по степени водообильности пород основывается обычно на таких показателях, как производительность скважин и дебит родников. Первый из них является наиболее надежным. Однако число скважин, как правило, ограничено, и размещены они неравномерно. Поэтому чаще всего степень водообильности пород оценивается по дебиту родников. Кроме того, для этих целей используются также модули подземного и родникового стока. Применение последних позволяет оценить степень концентрации подземного стока, установить величину естественных ресурсов подземных вод и объем «скрытого» подземного стока.

Предложено несколько классификаций дебита родников и производительности скважин, которые используются для разделения пород по степени водообильности [2–4, 9]. Наиболее распространенной из них является схема И. К. Зайцева [2]. В ее основу положено преобладание родников с определенным дебитом в каждой выделяемой группе пород. Но в условиях разнородной трещиноватости почти на любой площади количественно преобладают родники с дебитом до 1,0 л/сек, что характерно по схеме И. К. Зайцева для слабоводообильных

пород. Чаще всего эти родники количественно преобладают и на участках с водообильными и сильноводообильными породами. Следовательно, пользуясь схемой И. К. Зайцева, такие участки нужно относить к слабоводообильным. Между тем гидрогеологические особенности водообильных и сильноводообильных участков определяются малым числом родников с значительным и большим [4] дебитом, которые питаются небольшим количеством широких водоносных трещин, вмещающих основную часть подземных вод. Многочисленные же трещины, питающие малые [4, 5] родники, невелики по размерам, содержат незначительное количество подземных вод и не играют заметной роли в формировании подземного стока.

Существующие классификации не учитывают также изменчивость дебита родников во времени. Известно, что в отдельные месяцы и годы он может существенно отличаться от типичных значений. Это обстоятельство может привести к неоднозначным выводам при разделении пород по степени водообильности.

Кроме того, рассматриваемые классификации дебита родников и производительности скважин [2–4, 9] являются десятичными. Очевидно, что такой принцип построения классификаций не может отражать природных закономерностей.

В связи с изложенными обстоятельствами, по нашему мнению, необходим пересмотр классификаций показателей водообильности трещиноватых пород. Попыткой подобного рода является предлагаемый способ, основанный на различиях в характере трещинной среды, которая определяет в основном закономерности распределения подземного стока в породах разной трещиноватости.

Известно, что значения рассматриваемых показателей зависят в основном от размеров трещин и главным образом их ширины. Трещины в породах распределены неравномерно: в одних породах присутствуют только тонкие и мелкие трещины, в других – значительную долю составляют трещины средней ширины, в третьих – появляются еще и крупные трещины. Естественно, что подземные воды в породах с разной степенью трещиноватости распределены неодинаково, а значения показателей водообильности отражают сосредоточение подземных вод в трещинах разной ширины: главным образом в тонких и мелких – в слаботрещиноватых породах [7], в основном в мелких и средних – в породах средней трещиноватости и т. д.

Разнородность трещиноватости, ее быстрая изменчивость на коротких расстояниях является причиной подобного же поведения показателей водообильности. Объединение таких по-

казателей в одну группу приводит к сложному характеру их статистических распределений. Сложные распределения возникают в результате объединения в одной совокупности признаков, характеризующих разнородные явления. Они представляют комбинацию нескольких однородных и, следовательно, одновершинных рядов [6]. В рассматриваемом случае сложные распределения представляют совокупность показателей, отражающих гидрогеологические условия пород с очень слабой, слабой, средней и сильной трещиноватостью. В действительности очень слабо- и сильнотрещиноватые породы встречаются крайне редко и их влияние на характер распределений невелико. Поэтому сложные распределения являются практически комбинацией двух однородных рядов, отражающих гидрогеологические условия слабо- и сильнотрещиноватых пород. При этом они могут быть либо плосковершинными с значительным отрицательным эксцессом, который указывает, как отмечает А. К. Митропольский [6], на переход в двухвершинную кривую, либо бимодальными (рис. 1).

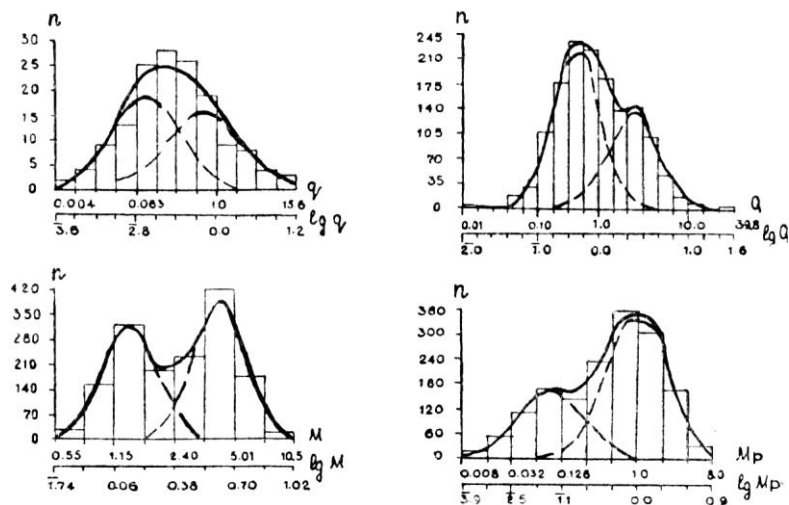


Рис. 1. Кривые распределения показателей водообильности пород на Пермском сводe: n – численности; q – удельный дебит скважин в л/сек; Q – дебит родников в л/сек; M – модуль подземного стока в л/сек с 1 км^2 ; M_p – модуль родникового стока в л/сек с 1 км^2 ; $\lg q$, $\lg Q$, $\lg M$, $\lg M_p$ – логарифмы соответствующих показателей водообильности

Разделив такое сложное распределение на составляющие его части, можно получить ряды распределения показателей отдельно для пород слабой и средней трещиноватости. Преде-

лы, в которых заключена основная масса значений того или иного распределения, и будут являться наиболее вероятными границами показателей водообильности этих двух групп пород.

Применение рассматриваемого способа деления трещиноватых пород по степени водообильности можно показать на практическом примере – анализе гидрогеологических условий верхнепермских отложений Пермского свода.

На рис. 1 представлены сложные логнормальные распределения показателей водообильности верхнепермских пород. Составляющие части этих сложных распределений можно выделить с помощью методики, изложенной К. Бруксом, Н. Краузерсом [1]. Предположим, что распределение модуля подземного стока, в котором легко различимы две моды, образовано суммой двух логнормальных распределений. Допустим, что ветвь распределения, восходящая к левой моде, и интервал, заключающий эту моду, не подвержены влиянию второго компонента распределения. По указанной выше методике определим параметры левого распределения и рассчитаем его теоретические повторяемости. Остаток, который образуется после вычитания этих повторяемостей из численностей сложного распределения, будет представлять второе составляющее такого распределения. Определим его параметры и подберем теоретические численности. Последние, так же как и теоретические численности первого составляющего, приведены в табл. 1. Две нижние строки таблицы содержат суммарные теоретические и наблюдаемые повторяемости.

Т а б л и ц а 1

Сложное распределение, подобранное к модулю подземного стока на Пермском своде

Частоты	Модуль подземного стока, л/сек с 1 км ²								Сумма
Теоретические	0,55–0,79	0,79–1,15	1,15–1,66	1,66–2,40	2,40–3,47	3,47–5,01	5,01–7,24	7,24–10,50	
Первого ряда (1)	25	168	318	168	25				704
Второго ряда (2)				37	221	391	198	29	876
(1)+(2)	25	168	318	205	246	391	198	29	1580
Наблюдаемые	29	159	324	197	237	425	182	27	1580

Т а б л и ц а 2

Параметры отдельных составляющих сложных распределений показателей водообильности на Пермском своде

Показатели водообильности	n	1-я составляющая			2-я составляющая		
		$\bar{x}$	$\overline{\lg x}$	S lg x	$\bar{x}$	$\overline{\lg x}$	S lg x
Удельный дебит скважин, л/сек	150	0,09	2,95	0,502	0,64	1,808	0,548
Дебит родников, л/сек	1441	0,30	1,48	0,326	1,75	0,242	0,346
Модуль родникового стока, л/сек с 1 км ²	$\frac{68}{1601}$	0,09	2,95	0,413	0,98	1,989	0,342
Модуль подземного стока, л/сек с 1 км ²	$\frac{62}{1580}$	1,40	0,14	0,142	4,10	0,613	0,135

П р и м е ч а н и я , n – число наблюдений (для модулей родникового и подземного стока в числителе указано количество изученных участков водосборных бассейнов, а в знаменателе – общая площадь таких участков в км², так как параметры распределений этих показателей представляют взвешенные по площади величины); $\bar{x}$ – среднее арифметическое; $\overline{\lg x}$ – среднее арифметическое логарифмов показателей водообильности; S lg x – стандартное отклонение логарифмов этих показателей.

Сумма составляющих распределений показана на рис. 1 сплошной плавной кривой, а отдельные составляющие – пунктиром. Согласованность подобранного теоретического распределения с эмпирическими данными проверялась с помощью критерия Пирсона χ^2 [6]. Для 8 интервалов он равен 6,43, так что при числе степеней свободы, равном 3, вероятность согласования находится между 0,10 и 0,05, т. е. удовлетворительная.

Сложные распределения других показателей водообильности разделены аналогичным путем. Параметры всех этих распределений приведены в табл. 2, а их размахи – в табл. 3.

Таблица 3

Крайние члены отдельных составляющих сложных распределений показателей водообильности на Пермском своде

Показатели водообильности	1-я составляющая		2-я составляющая	
	$x_1 - x_n$	$\lg x_1 - \lg x_n$	$x_1 - x_n$	$\lg x_1 - \lg x_n$
1. Удельный дебит скважин, л/сек	0,004–2,0	3,6–0,3	0,032–14,4	2,5–1,16
2. Дебит родников, л/сек	0,01–6,3	2,0–0,8	0,15–36,0	1,18–1,56
3. Модуль родникового стока, л/сек с 1 км ²	0,008–1,0	3,9–0,0	0,063–6,25	2,8–0,80
4. Модуль подземного стока, л/сек с 1 км ²	0,58–3,5	1,8–0,54	1,66–9,2	0,22–0,96

П р и м е ч а н и я. x_1 и x_n – минимальный и максимальный члены отдельных составляющих сложных распределений; $\lg x_1$ и $\lg x_n$ – логарифмы этих членов.

Большие величины размахов показателей водообильности отражают значительную разнородность трещиноватости, вследствие чего конечные интервалы того или иного компонента сложного распределения образованы преимущественно значениями, характерными для соседних компонентов. Эти значения имеют очень небольшую вероятность. Отбросив их и, таким образом, выделив основную, типичную массу величин показателей каждого составляющего сложного распределения, можно получить наиболее вероятные границы для них.

Границей между левым и правым компонентами сложных распределений естественно полагать величины показателей в

точках пересечения кривых этих компонентов (рис. 1). Они приведены в табл. 4. За нижний предел левой и верхний предел правой составляющих таких распределений можно принимать значения «практически невозможных отклонений» [8] от центра распределения. В логнормальных распределениях (так же, как и в нормальных) вероятность таких отклонений не превышает обычно 0,05, а вероятность отклонения в одну сторону от центра распределения не более 0,025 или 2,5 %. Критической границей для отклонений с такой вероятностью является интервал $(-2S \lg x) - (+2S \lg x)$ около центра распределения [8]. Установленные таким способом нижний предел левой и верхний предел правой составляющих сложных распределений показателей водообильности (с учетом округления до практически удобных значений) приведены в табл. 4.

Как уже отмечалось, левая составляющая сложных распределений отражает водообильность участков со слабой трещиноватостью, правая – со средней трещиноватостью пород. Известно, что трещиноватость пород определяет в основном и водообильность водоносных горизонтов, среди которых наиболее распространены слабоводообильные и водообильные. Поэтому естественно считать приведенные в табл. 4 значения показателей водообильности характерными для слабоводообильных и водообильных горизонтов. Меньшие и большие величины показателей отвечают соответственно очень слабо- и сильноводообильным водоносным горизонтам.

Т а б л и ц а 4

Наиболее вероятные границы отдельных составляющих сложных распределений показателей водообильности на Пермском своде

Показатели водообильности	Наиболее вероятные границы	
	1 составляющей	2 составляющей
1. Удельный дебит скважин, л/сек	0,01–0,25	0,25–8,0
2. Дебит родников, л/сек	0,05–0,1	1,0–10,0
3. Модуль родникового стока, л/сек с 1 км ²	0,01–0,25	0,25–4,0
4. Модуль подземного стока, л/сек с 1 км ²	0,5–2,5	2,5–8,0

Граничные значения показателей водообильности каждой выделенной группы пород, установленные для определенной территории, повсеместно неприменимы. Они будут колебаться

в зависимости от степени трещиноватости и увлажненности. Следовательно, в каждой конкретной обстановке требуется расчет этих значений. Но в любом случае предлагаемый способ оценки водообильности позволит разграничить разнородно трещиноватые и водообильные породы и установить для них количественные показатели их водообильности.

Исследования отдельно взятой территории продолжают определенный отрезок времени. В связи с изменчивостью показателей водообильности во времени материалы исследований следует приводить к одному периоду – лучше всего к летней межени, когда величина подземного стока очень близка к среднегодовой норме. В разобранном примере исследования проводились в 1961–64 гг. Все значения показателей приведены к летней межени 1964 г.

Применение описанного способа оценки водообильности трещиноватых пород позволило автору выделить на Пермском своде водоносные зоны с локальными водообильными и сильноводообильными участками. Объем естественных ресурсов подземных вод этих участков позволяет использовать их для централизованного водоснабжения. Ранее же верхнепермские отложения Пермского свода относились к разряду слабоводообильных. Проверка некоторых водообильных участков разведочными работами, выполненными Пермской гидрогеологической партией, показала положительные результаты. Так, при откачке воды из скважины на Васильевском сильноводообильном участке (на левом берегу р. Васильевки, в 200 м южнее д. Пасеки) был получен дебит 8,6 л/сек при понижении уровня на 0,6 м. На Сыринском сильноводообильном участке скважины, пройденные вблизи северной и южной окраин д. Верх. Сыры, характеризуются удельным дебитом 3,2 и 2,7 л/сек соответственно. В то же время удельный дебит скважин, пробуренных в долине р. Васильевки, за пределами водообильного участка (около платформы «30-й км», у Старогранной дороги, вблизи тракта Пермь – Ляды), был равен 0,003–0,2 л/сек.

Таким образом, гидрогеологически однородные участки целесообразно выделять на основании особенностей распределения подземного стока в породах с различным характером трещинной среды. Граничные значения показателей, отражающих степень водообильности пород, устанавливаются статистическим методом. Это позволяет однозначно выделять гидрогеологически однородные участки независимо от изменчивости условий питания водоносных горизонтов во времени и интенсивности трещиноватости. Кроме того, при разделении пород по степени водообильности статистическим методом имеется

возможность сразу получить оценки средних величин и дисперсии показателей водообильности каждой выделенной группы пород, а производительность неопробованных водоносных горизонтов устанавливается по аналогии с разведанными площадями на основании общих закономерностей подземного стока, выявленных по другим показателям водообильности (табл. 4).

ЛИТЕРАТУРА

1. Брукс К., Краузерс Н. Применение статистических методов в метеорологии. Гидрометеоздат, Л., 1963.
2. Зайцев И. К. Методика составления сводных гидрогеологических карт. Госгеолиздат, М., 1945.
3. Керкис Е. Е. Об оценке водообильности водоносных горизонтов. Тр. Лаб. гидрогеол. пробл. АН СССР, т. 3, 1948.
4. Максимович Г. А. Классификация родников по дебиту и карстовые источники. Гидрогеология и карстоведение, вып. 1, Пермь, 1962.
5. Максимович Г. А. Основы карстоведения, т. 1. Пермь, 1963.
6. Митропольский А. К. Техника статистических вычислений. Физматгиз, М., 1961.
7. Нейштадт Л. И. Методы геологического изучения трещиноватости горных пород при инженерно-геологических исследованиях. Госэнергоиздат, М.–Л., 1957.
8. Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Курс теории вероятностей и математической статистики. Изд. «Наука», М., 1965.
9. Толстухин Н. И., Гуревич М. С., Любомиров В. Н., Торгованова В. Б. Гидрогеологические исследования. В кн. «Спутник полевого геолога-нефтяника», т. 11. Гостоптехиздат, Л., 1954.

Пермский геологоразведочный трест

Л. А. Шимановский

О ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ СПОРАДИЧЕСКОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ

С выходом в свет «Методических указаний по составлению гидрогеологических карт» [12] карты стали создаваться по единой методике, определились их содержание, нагрузка, более однозначно стали пониматься термины: водоносный слой, пласт, горизонт и др. Однако, «Методические указания...», естественно, не могут полностью ответить на все вопросы, возникающие при гидрогеологическом картировании. Как и во всякой другой инструкции, в них имеются недоработки. Одной из таких недоработок является нечеткое определение термина «воды спорадического распространения», что привело к различному толкованию этого понятия.

Воды спорадического распространения «Методическими указаниями...» [12, стр. 45] определяются следующим образом: «Если в какой-либо толще водоупорные или слабо проницаемые породы явно преобладают над водопроницаемыми, то гравитационная вода будет скапливаться в отдельных водоносных пропластках, в линзах или слоях, имеющих ограниченное распространение. Подобное сочетание водонепроницаемых и водопроницаемых пород создает спорадическое (случайное или единичное) распространение подземных вод в толще пород, которая может быть охарактеризована как слабопроницаемая. Такие скопления подземных вод могут быть названы «водами спорадического распространения». В этом случае в отдельных пропластках, линзах и слоях подземная вода может обладать различными напорами». Такое определение не является полным. Это даже не определение, а пояснение понятия вод спорадического распространения на примере литологически невыдержанных толщ. Часть гидрогеологов приняла эту

формулировку за исчерпывающее определение и понимает иод «водами спорадического распространения» только разобщенные водоносные пласты в литологически невыдержанных толщах. Некоторые склонны этот термин использовать только при определении обводненности грунтовыми водами четвертичных, иногда мезо-кайнозойских рыхлых отложений, другие применяют его к более древним фациально невыдержанным толщам, особенно к континентальным. Некоторые вкладывают в него более широкое понятие, применяя его к поровым грунтовым водам рыхлых четвертичных, коренных пород, к карстовым водам известняков и гипсов, к жильным водам магматических и метаморфических пород. Особенно разница в понимании этого термина проявилась на совещании авторов и редакторов томов монографии «Гидрогеология СССР», проходившем в г. Свердловске в 1967 г. Различное понимание этого термина сохранилось и по настоящее время, что находит отражение в гидрогеологических картах и в сводных легендах к ним, которые составляются территориальными геологическими управлениями. Последний момент особенно важен. Для сопоставления гидрогеологических карт различных территорий необходимо, чтобы при их составлении в термины вкладывались единые понятия. Ознакомление с картами и легендами к ним по ряду управлений показало, что единства в определении термина «воды спорадического распространения» нет. Попытаемся рассмотреть характер распространения подземных вод в различных толщах и дать определение этого термина.

Слово «спорадический» (греческого происхождения) переводится как рассеянный, отдельный, случайный, появляющийся от случая к случаю, не имеющий всеобщего распространения, не постоянный, не регулярный [9, 14, 15]. Это понятие широко применяется в медицине для определения инфекционных заболеваний, не захватывающих большого количества населения, а поражающих отдельных индивидов в определенной местности. Спорадическая заболеваемость или единичные инфекционные заболевания, возникающие без видимой связи между собой, противопоставляются эпидемической и пандемической, когда заболевания распространяются на территории целых населенных пунктов, стран и даже нескольких стран [10]. Этот термин используется в медицине при определении характера заболеваемости гриппом, дизентерией, оспой и т. д. Так же широко применяется понятие «спорадический» в палеонтологии, стратиграфии и других геологических дисциплинах для определения единичной, случайной встречаемости находок ископаемых остатков животных, растений, отдельных минералов и т. п. Таким образом, в естественных науках сло-

во «спорадический» употребляется в широком смысле, определяя характер распространения, встречаемости различных явлений. СПОРАДИЧЕСКИ могут быть распространены различные инфекционные заболевания, остатки различных видов, родов, классов животных и растений, различных минералов и т. д. Следовательно, и в гидрогеологии при определении спорадического распространения вод нужно брать за основу главный признак, отражающий суть этого слова – характер распространения вод независимо от их типа и от водовмещающих толщ, т. е. спорадическое распространение могут иметь поровые, трещинные и карстовые воды в различных водовмещающих толщах. Это необходимо еще и потому, что в «Методических указаниях...» говорится: при гидрогеологическом картировании нет оснований выделять воды поровые и трещинные. Кроме того, эти термины практически не нужны, так как в легенде, на профилях и в пояснительных записках всегда указывается литологический состав водовмещающих пород и тем самым определяется, в каких по своей форме полостях движется подземная вода. Если в легенде указано, что вода приурочена к гранитам, то ни у кого не возникает мысль, что она в этом случае движется по порам». Нельзя это положение признать удачным, ибо карты должны по возможности более полно отражать гидрогеологические условия территории, и добавление в легенде названия типа подземных вод помогло бы полнее отразить характеристику любого водоносного горизонта, комплекса и т. п. Тем более, что указание на то, что воды приурочены к гранитам не говорит о том, какие там развиты воды – трещинно-грунтовые, жильные или те и другие, а отсюда неясно, как обводнен гранитный массив – спорадически или в нем есть горизонт подземных вод. Если указано, что водоносны песчаники, то тоже неясно, какие там развиты воды – поровые или трещинные, ибо могут быть и те, и другие. В этом случае также неясен характер обводненности толщи. А это имеет значение при проектировании работ по водоснабжению, проведении поисковых на воду работ, инженерно-геологических исследованиях и т. д.

Нужно отметить, что многие считают необходимым указывать на картах тип подземных вод. Так, на гидрогеологической карте СССР, созданной большим коллективом авторов [4], отражены различные типы подземных вод – трещинно-жильные, трещинно-карстовые и др. Но даже указав в легенде тип вод (поровые, трещинные, карстовые), мы не добьемся полного представления о характере обводненности толщи, ибо в карстующихся породах зона горизонтальной циркуляции может быть представлена и нормальным водоносным горизонтом, и

разобщенными водотоками. То же характерно и для массивов изверженных пород. Поэтому при составлении гидрогеологических карт целесообразно указывать также и характер обводненности толщ, чтобы решить имеем ли мы дело с водоносным горизонтом или с водами спорадического распространения.

Рассмотрим несколько случаев. По левобережью Камы, выше устья Вишеры, развиты флювиогляциальные отложения. На водоразделах в силу фациальной изменчивости они обводнены повсеместно. Скважины в одних случаях вскрыли подземные воды, в других – безводны. Водоносны линзы и прослои песков, гальки, гравия, безводны – глины и суглинки (рис. 1, I), иногда пески, если они подстилаются водопроницаемыми коренными породами. Даже при крупномасштабном картировании выделить водоносные линзы невозможно, поэтому толща картируется как содержащая воды спорадического распространения [22]. Подобной точки зрения придерживаются Я. А. Сыровяшина и Н. В. Родионов [16], выделившие в Московской и смежных с ней областях воды спорадического распространения в моренных отложениях разного возраста. Ю. В. Нечаев и Г. Н. Беляев для районов среднего Урала закартировали воды спорадического распространения в рыхлых четвертичных отложениях, а также в верхнемеловых отложениях, представленных корой выветривания палеозойских пород. На картах Башкирии также выделяются воды спорадического распространения в рыхлых четвертичных, неогеновых и палеогеновых отложениях. Для Северного Урала А. П. Мельником выделяются воды спорадического распространения в рыхлых четвертичных образованиях различного генезиса и в разных подразделениях рыхлых неогеновых, палеогеновых и меловых отложений.

В коренных породах случаи повсеместного обводнения пород встречаются также часто. Причины этого различны. Распространен случай, когда в результате фациальной изменчивости, особенно в континентальных толщах, линзы и прослои водоносных пород залегают среди водонепроницаемых и не образуют единого водоносного горизонта. Этот случай похож на пример с флювиогляциальными отложениями. Иногда спорадической обводненности способствует эрозия и размытость фациально невыдержанных толщ. Там, где мощность их большая, скважины вскрывают водоносные линзы и прослои, хотя и на различных глубинах. Там, где часть толщи размыта, вероятность вскрыть водоносный пласт уменьшается (рис. 1, II). В Предуралье при пологом падении пород на запад в западных районах татарского водоносного комплекса [22] все скважины вскрывают воду, а в восточных, где в результате

длительной денудации часть татарских отложений размыта, некоторые скважины вскрывают воду, а многие – безводны. Такие спорадически обводненные татарские толщи развиты в бассейнах правых притоков Камы, среднего и нижнего течения

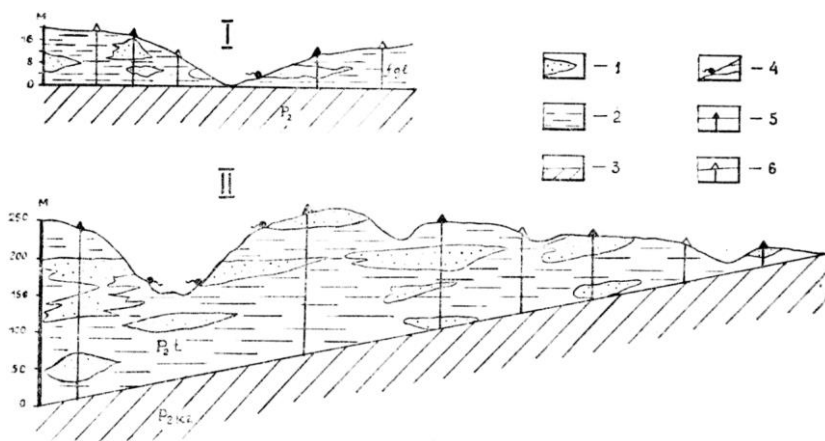


Рис. 1. Схема спорадического распространения подземных вод в литологически невыдержанных толщах: I – в рыхлых четвертичных отложениях небольшой мощности; II – в терригенных континентальных толщах большой мощности; 1 – водоносные линзы и прослои; 2 – водоупорные глинистые породы; 3 – подстилающие породы; 4 – родники; 5 – скважины, вскрывшие воду; 6 – скважины безводные

Иньвы, Лысвы, в районе Зюкайки и Карагая, верхнего и среднего течения Сивы и т. д. В подобных условиях находятся казанские отложения. Они спорадически обводнены в бассейне р. Тулвы и в других местах. Такой же точки зрения на картирование не повсеместно обводненных фациально невыдержанных палеозойских и мезозойских толщ придерживаются Л. Л. Чаповская, З. М. Щадрин и др. [18], выделившие в центральных областях Советского Союза воды спорадического распространения в ветлужских и татарских континентальных отложениях. В легенде к картам Башкирской серии воды спорадического распространения выделяются лишь для нерасчлененных толщ нижней и средней юры. Верхнепермские же фациально изменчивые отложения картируются только как водоносные комплексы. Необходимо предусмотреть в легенде и знак спорадического распространения вод, по крайней мере для северных районов Башкирии. Более правильно подошли к оценке характера обводненности терригенных фациально не-

выдержанных толщ авторы легенды Северо-Уральской серии листов гидрогеологической карты. Ими воды спорадического распространения фиксируются в различных подразделениях юры, мела, нижней перми.

Неповсеместная обводненность терригенных толщ может быть обусловлена и другими причинами. Когда водоносные терригенные комплексы подстилаются карстующимися толщами, то на одних площадях они часто безводны, на других – водоносны, на третьих – обводнены спорадически. Безводность и спорадическая обводненность обусловлены интенсивной закарстованностью подстилающих толщ и связанной с нею нарушением терригенных комплексов. Так, в Предуралье широко развиты Соликамские отложения, являющиеся одним из основных водоносных горизонтов [22, 23]. Однако, во многих местах они либо безводны, либо обводнены спорадически. Соликамские породы подстилаются Кунгурской гипсово-ангидритовой толщей. На участках, где гипсы залегают выше базиса эрозии, они закарстованы. Карст развит повсеместно, а приурочен к зонам интенсивной трещиноватости. Незакарстованные участки являются водоупорной подошвой для соликам-

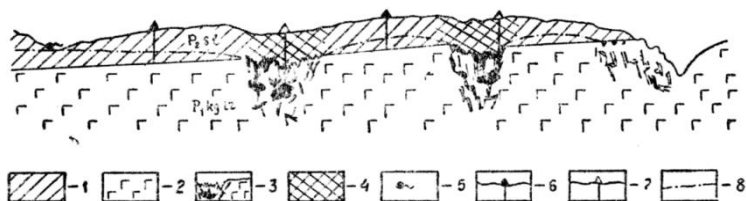


Рис. 2. Схема спорадического распространения подземных вод в терригенно-карбонатных отложениях, подстилаемых карстующимися толщами: 1 – песчаники, мергели, известняки (соликамский водоносный комплекс); 2 – Карстующиеся отложения (иренская гипсово-ангидритовая толща); 3 – зоны интенсивной закарстованности; 4 – зоны нарушения некарстующихся толщ; 5 – родники; 6 – скважины, вскрывшие воду; 7 – скважины безводные; 8 – уровень подземных вод

ского комплекса. Там, где гипсы и ангидриты закарстованы, водоупорные свойства их теряются, а обрушение сводов карстовых пустот вызывает нарушение Соликамских отложений. Поэтому на закарстованных участках Соликамские породы либо безводны, либо обводнены спорадически (рис. 2). Участки с водами спорадического распространения установлены по правобережью р. Чусовой в районе Полазны и Добрянки, на водоразделе Сылвы и Чусовой. Здесь наряду с родниками, колодцами и скважинами, вскрывающими воду, имеется мно-

го безводных скважин и колодцев, пройденных до иренских гипсов. Не всегда карст проявляется на поверхности, и даже при крупномасштабном картировании выделить водоносные участки трудно, а иногда и невозможно. Безводными же такие участки считать нельзя, тем более, что подземные воды Соликамских отложений здесь являются единственным источником водоснабжения. Поэтому подобные участки картируются нами как спорадически обводненные. Эту точку зрения поддерживают Ю. В. Нечаев, Г. Н. Беляев, В. И. Мошковский, Е. А. Иконников и др.

В карстующихся породах неравномерная, а часто и неповсеместная обводненность толщ проявляется наиболее сильно. В зависимости от строения и геологической истории [3, 8, 20, 21] карстовые воды образуют водоносный горизонт с единым зеркалом или циркулируют в виде разобщенных карстовых водотоков (рис. 3). Даже при наличии водоносного горизонта

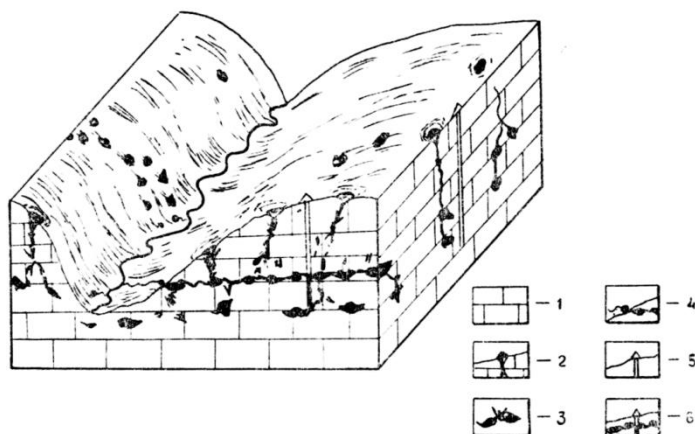


Рис. 3. Схема спорадического распространения подземных вод (изолированных карстовых водотоков) в карстующихся отложениях: 1 – Карстующиеся породы; 2 – карстовые воронки; 3 – обводненные карстовые каналы, пустоты; 4 – карстовые родники; 5 – безводные скважины; 6 – скважины, вскрывшие карстовые воды

в карстующихся толщах часто существуют концентрированные водотоки, приуроченные к зонам повышенной трещиноватости, разломам, карстовым каналам. Они создают крайне неодинаковую картину обводненности толщ, обуславливая наличие водообильных зон и участков. В этом одно из отличий характера распространения карстовых вод от подземных вод некарстующихся толщ. Картировать концентрированные и раз-

общенные водотоки даже при крупномасштабных съемках не всегда представляется возможным. Поэтому целесообразно в легенде указывать тип вод и картировать в первом случае водоносный горизонт с наличием или отсутствием концентрированных карстовых водотоков, а во втором – карстовые воды спорадического распространения. Не отмечать наличие разобщенных водотоков нельзя, т. к. дебит их бывает значительным (до нескольких сот л/сек), и они часто являются единственным источником водоснабжения. Участки, обводненные разобщенными карстовыми водотоками, закартированы нами в артинских известняках и нижней части иренской гипсово-ангидритовой толщи Уфимского плато [19–22], а также в гипсах иренской свиты на междуречьи Камы и Чусовой. Имеются они и в карбонатных отложениях Урала, где наряду с крупными водообильными зонами [1, 2, 5] встречаются более мелкие, картировать которые не представляется возможным. А. В. Медведев [11] при изучении месторождений северного и южного Урала отметил наряду с водоносными наличие монолитных безводных блоков известняков. Из 70 скважин 20 оказались практически безводными, 21 – с очень небольшой водоотдачей. Установление водоносных и безводных участков здесь было произведено в результате детальных гидрогеологических исследований. На средне- и мелкомасштабных картах изобразить их невозможно, так же как невозможно установить их без детальных съемочных работ. Нам представляется, что повсеместно обводненные Карстующиеся толщи с развитыми в них разобщенными водотоками следует картировать как толщи с карстовыми водами спорадического распространения.

Необходимость показывать на картах карстовые воды спорадического распространения (разобщенные водотоки) вызывается еще и тем, что они часто являются единственным источником водоснабжения, а воды, циркулирующие глубже, в зоне сплошного насыщения трещин и пустот водой, в силу большой минерализации – непригодны. Так, воды спорадического распространения в артинских известняках центральной части Уфимского плато гидрокарбонатные с минерализацией до 0,5 г/л [19–23]. Глубже – воды с высокой минерализацией и сероводородным заражением. Для водоснабжения используются только воды артинских известняков. Разобщенные водотоки в иренских гипсах на западном склоне плато – сульфатные с минерализацией до 2,5 г/л. Глубже, в филипповско-артинском карбонатном комплексе, воды сульфатные и хлоридные с большой минерализацией и сероводородным заражением. Здесь, несмотря на высокую жесткость и минерализацию до 2,5 г/л, используются воды гипсово-ангидритовой толщи.

Все это говорит о необходимости обязательного картирования карстовых вод спорадического распространения. Большое значение подобные карстовые водотоки имеют при инженерно-геологической оценке местности, и в этом случае картирование их также обязательно.

В метаморфических и магматических породах подземные воды циркулируют по трещинам различного происхождения – выветривания, тектоническим, отдельности и т. д. Характер распространения трещиноватости отличается сложностью, зависит от конкретных геолого-геоморфологических условий и, за редким исключением, изучен недостаточно. Там, где развита поверхностная региональная трещиноватость, как правило, распространены горизонты трещинно-грунтовых вод [17]. К локальной трещиноватости, зонам разломов и нарушений обычно приурочены жилные воды. Трещинно-грунтовые воды могут картироваться по площади как водоносный горизонт, на участках же, где воды приурочены только к трещинам локального типа, обводненность массивов спорадическая. Ф. П. Саваренский [13] приводит пример обводненности гранитов Коннектикута в Северной Америке (рис. 4), где на глубинах до 60 м вода была получена в половине скважин, на глубине до 90 м – «лишь в трети, а глубже и еще меньше».

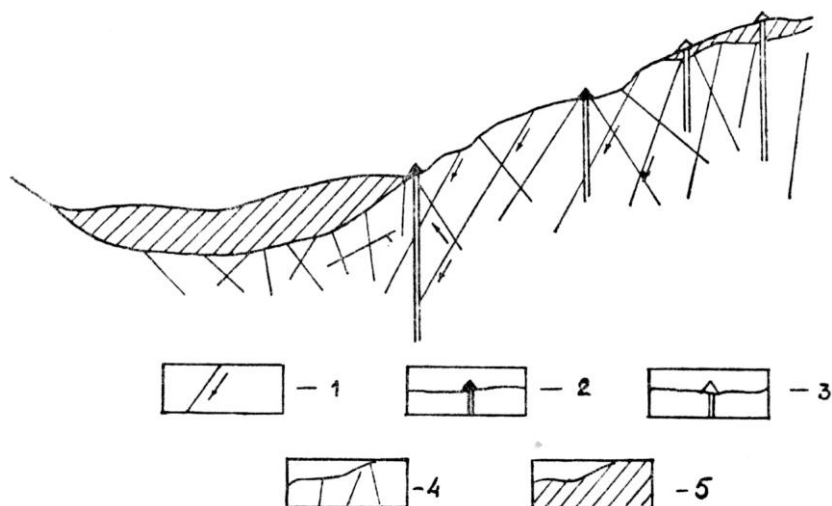


Рис. 4. Схема спорадического распространения трещинных вод в гранитах Коннектикута (по Ф. П. Саваренскому): 1 – водоносные трещины; 2 – скважины, вскрывшие воду; 3 – скважины безводные; 4 – трещиноватые граниты; 5 – рыхлые образования

Н. Д. Буданов [1, 2] указывает, что порфириды и кремнистые сланцы, граниты и гранодиориты Урала обычно безводны, но в зонах тектонической нарушенности, на контактах с кремнистыми сланцами имеются трещинные воды. Так, в Кочкарском массиве гранитов и гранодиоритов [1] насчитывается до 1000 кварцевых жил. «Раздробленные зоны этих жил являются основными путями циркуляции подземных вод». Закартировать эти 1000 водоносных зон и подобные им другие вряд ли возможно и потому при проведении мелко- и средне-масштабных съемок подобные массивы нужно изображать как обводненные спорадически. Однако часто гидрогеологи показывают магматические тела, не указывая их обводненности, либо говорят о водоносных комплексах этих образований. Так, для карт Башкирской АССР предусмотрены условные знаки только водоносных комплексов и горизонтов грунтовых вод зоны региональной трещиноватости терригенных, метаморфических, магматических пород, начиная от протерозойских. Такое обозначение в легенде не говорит о том, какие воды здесь развиты, повсеместно ли обводнены эти толщи и т. д. В легенде же к картам Северо-Уральской серии гидрогеологические условия толщ и массивов, содержащих трещинные воды, отражены более полно и правильно. Здесь отмечено наличие водоносных комплексов, горизонтов и вод спорадического распространения, приуроченных к трещинным зонам различных интрузий. Для северного Урала выделено более двадцати условных знаков трещинных вод спорадического распространения. К выводу о необходимости изображения вод спорадического залегания в массивах кристаллических пород пришли авторы карты модулей эксплуатационных ресурсов пресных и солоноватых подземных вод СССР [7]. На этой карте районы спорадического распространения вод показаны в пределах Балтийского и Украинского щитов, Южного Кавказа, Кокчетавского массива, Алтая и других территорий с широким развитием магматических и метаморфических пород.

Иногда одну и ту же толщу в зависимости от масштаба карты следует показывать по разному. Так, на Урале в нижнепалеозойских отложениях при крупном и среднем масштабе съемки картируются водоносные известняки среди безводных сланцев и глинистых пород, и зоны локализации подземных вод, приуроченные к разломам и трещинным зонам. При мелком масштабе картирования нижнепалеозойские отложения показываются в целом без выделения более дробных возрастных и литологических подразделений. В связи с этим утрачивается возможность отразить на карте участки с водоносными линзами, трещинными зонами даже при помощи немас-

штабных условных знаков, несмотря на то, что положение их известно. В этом случае такие толщи следует показывать как спорадически обводненные. Подобной точки зрения придерживаются гидрогеологи Ухтинского геологического управления, которые показывают знаком вод спорадического распространения воды песчаных линз среди водоупорных пород мезокайнозойского возраста, известняковых линз среди глинистых сланцев нижнего ордовика и т. д. При детальном и крупномасштабном картировании, когда подобные линзы могут быть отражены на карте, в этих толщах следует указывать безводные и обводненные участки.

Примером еще более широкого понимания термина «спорадическое распространение» является карта подземного стока СССР [6]. На ней указаны области спорадического распространения пресных грунтовых вод, т. е. это понятие применяется для изображения характера распространения подземных вод различных по качеству. Это правильное решение для районов, где в данном масштабе нельзя показать участки распространения пресных и минерализованных вод.

Таким образом, воды спорадического распространения могут быть представлены *различными* типами подземных вод. Они могут быть развиты в рыхлых и скальных породах *различного* возраста. Спорадическое распространение вод может быть обусловлено несовместным распространением среди безводных пород водоносных линз, прослоев, трещин, трещинных зон, карстовых каналов и т. д. Спорадически обводненные толщи имеют широкое распространение. Они характеризуются тем, что в них, наряду с водоносными участками, зонами, встречаются практически безводные участки, отразить которые на карте данного масштаба или в силу недостаточной изученности невозможно. Установление характера обводненности толщ имеет определенное значение при проектировании работ по водоснабжению, поисковых на воду работах, инженерно-геологической оценке территории и т. д. Поэтому для наиболее полного и правильного отражения гидрогеологических условий следует все толщи *независимо* от возраста и литологии, содержащие разобщенные водоносные слои, линзы, трещинные зоны, карстовые каналы и т. д. (в случае невозможности их закартировать или отразить на карте данного масштаба) картировать как толщи, содержащие воды спорадического распространения. Грунтовые или пластовые воды спорадического распространения отличаются от карстовых или жильных вод спорадического распространения. Поэтому целесообразно на картах участки тех или иных вод спорадического распространения показывать своим условным знаком. В связи с этим нам

представляется, что при создании новых инструкций и указаний по гидрогеологическим съемкам и составлению гидрогеологических карт, при составлении легенд к картам в термин «воды спорадического распространения» следует вложить более четкое понятие, исключающее возможность его различного толкования. Мы предлагаем следующую формулировку.

Под водами спорадического распространения следует понимать грунтовые и пластовые подземные воды, приуроченные к водоносным линзам, пропласткам или слоям, залегающим в толще водоупорных или слабопроницаемых пород, а также воды трещин, трещинных зон и карстовых каналов. Воды спорадического распространения могут быть развиты в рыхлых и скальных породах однородного или неоднородного литологического состава различного возраста и генезиса.

При мелкомасштабном картировании, когда водоносные участки или зоны не могут быть изображены на карте, всю толщу следует показывать как спорадически обводненную. При крупномасштабном картировании, когда отдельные водоносные участки и зоны могут быть закартированы, необходимость изображения всей толщи как спорадически обводненной отпадает.

Основным критерием для выделения вод спорадического распространения и спорадически обводненных толщ нужно считать наличие в одной толще пород обводненных и безводных участков или зон, закартировать которые в данном масштабе или при данной степени изученности не представляется возможным. При необходимости изображения вод спорадического распространения, обусловленных различными причинами (фациальная изменчивость пород, карстовые процессы, локальная трещиноватость и т. п.), рекомендуется употреблять различные варианты условного знака подземных вод спорадического распространения. Для этого можно менять направление, наклон и ширину цветных полос, соответствующих цвету возраста водовмещающих толщ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буданов Н. Д. Подземные воды Челябинской области и использование их для водоснабжения сельского хозяйства. Гидрогеол. сб. по вопр. водоснабж. сельск. хоз-ва в районах Урала и Зауралья. Госгеолтехиздат, М., 1956.
2. Буданов Н. Д. Гидрогеология Урала. М., 1964.
3. Варсанюфьева В. А. Карстовые явления в северной части Уфимского плоскогорья. Землеведение, кн. 4, 1916.
4. Гидрогеологическая карта СССР, м-б 1:5 000 000, под ред. И. К. Зайцева. М., 1959.

5. Гидрогеологическая карта Урала, м-б 1:2 500 000, под ред. Н. Д. Буданова. М., 1963.
6. Карта подземного стока СССР (зона активного водообмена), м-б 1:5 000 000, под ред. Б. И. Куделина. М., 1964.
7. Карта модулей эксплуатационных ресурсов пресных и соленых подземных вод СССР, м-б 1:5 000 000, под ред. Н. Н. Биндеманна, М., 1964.
8. Максимович Г. А. Основы карстоведения, т. 1, Пермь, 1963, т. II, Пермь, 1969.
9. Малая советская энциклопедия. Т. 8, III-е изд. М., 1960.
10. Малая советская энциклопедия. Т. 10, III-е изд. М., 1960.
11. Медведев А. В. Обводненность рудных месторождений в условиях карста на Урале. Спец. вопр. Карстоведения. М., 1962.
12. Методические указания по составлению гидрогеологических карт м-бов 1:1 000 000–1:5 000 000 и 1:200 000–1:100 000. Госгеолтехиздат, М., 1960.
13. Саваренский Ф. П. Гидрогеология, ОНТИ, М.–Л., 1934.
14. Словарь иностранных слов. Изд. IV-е, М., 1954.
15. Словарь русского языка. Т. IV, М., 1961.
16. Сырковашина Я. А. Гидрогеологическая карта четвертичных отложений Московской, Калининской, Владимирской, Рязанской, Тульской, Ярославской, Смоленской областей, м-б 1:1 500 000, 1963. Прил. к кн. «Гидрогеология СССР», т. I. Недра, 1966.
17. Храмушев А. С. Гидрогеологическая классификация трещиноватых горных пород. Сов. геол. № 4, 1941.
18. Чаповская Л. Л., Щадрин З. М., Антоновский Ю. П. Гидрогеологическая карта дочетвертичных отложений Московской, Калининской, Ярославской, Владимирской, Рязанской, Тульской, Калужской, Смоленской областей, м-б 1:1 500 000, 1963. Прил. к кн. «Гидрогеология СССР», т. I. Недра, 1966.
19. Шимановский Л. А. Подземные воды сельскохозяйственных районов юго-востока Пермской области и возможности их использования. Пермь, 1958.
20. Шимановский Л. А. Изучение карста при мелкомасштабных гидрогеологических съемках на примере Уфимского плато и прилегающей территории. Методика изуч. карста, вып. 6. Пермь, 1963.
21. Шимановский Л. А. Формирование и сток карстовых вод Уфимского плато. Гидрогеология и карстоведение, вып. 3. Пермь, 1966.
22. Шимановский Л. А. Результаты гидрогеологической съемки и задачи изучения подземных вод Пермской области. Геология и петрография Западного Урала. Вып. 3. Пермь, 1968.
23. Шимановский Л. А., Шимановская И. А., Крутов В. М. Карстовые воды Пермской области и возможности их использования для водоснабжения. Вопросы карстоведения. Пермь, 1969.

Пермский университет

Г. К. Михайлов, И. М. Тюрина, Б. А. Булдаков

О ВЛИЯНИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР НА ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНОГО СТОКА В ЗОНЕ АКТИВНОГО ВОДООБМЕНА

Формирование подземных вод в зоне активного водообмена – сложный процесс, происходящий при взаимодействии естественных и искусственных факторов. Структурно-тектонические условия, новейшие и современные движения земной коры, состав и механические свойства пород, наряду с климатическими факторами, определяют гидрогеологическую и гидрохимическую обстановку в зоне интенсивного водообмена [1, 4, 5, 8].

В статье изложены результаты структурно-гидрогеологических исследований в бассейнах правобережных притоков р. Камы: Головнихи, Малой, Змеевки, Медведки, Ножовки, Пьянки и Кичижихи (рис. 1). Площадь исследованной территории 420 км². Южная часть площади, примыкающая к Боткинскому водохранилищу, расположена на Ножовском структурном выступе. Здесь весьма активны современные геологические и гидрогеологические процессы.

Кафедра динамической геологии и гидрогеологии Пермского университета изучала гидрогеологические условия территории в 1960 г. (до создания Воткинского водохранилища). В долине р. Камы был выявлен ряд гидрогеологических и геоморфологических аномалий, вызванных новейшими дифференцированными тектоническими движениями. Создание водохранилища существенно изменило режим подземных вод в прибрежной зоне. Поднятия, выявленные сейсморазведочными методами в 1962–1964 гг. [2], частично оказались в зоне подпора. Поэтому территория Ножовского структурного выступа и прилегающих участков представила значительный интерес для

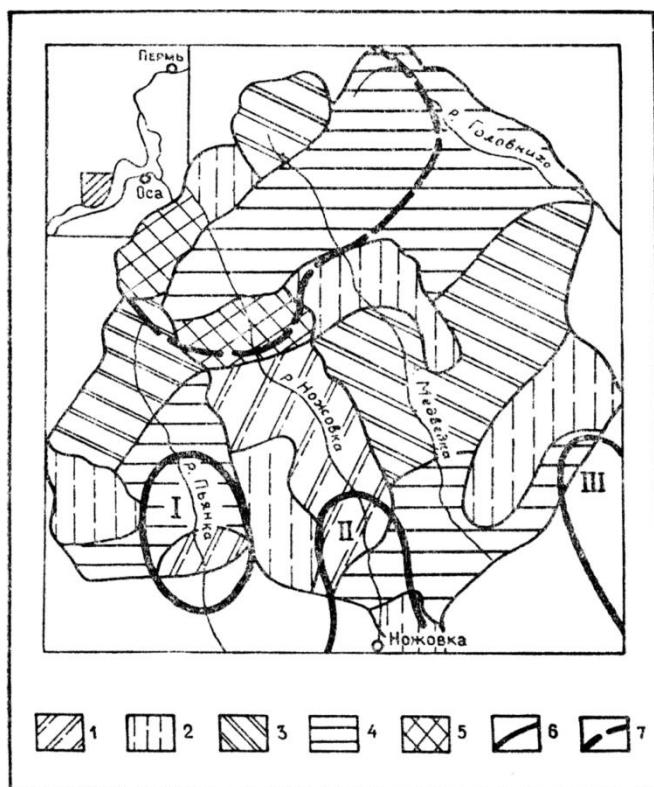


Рис. 1. Схема распределения подземного стока на Ножовском структурном выступе и прилегающих участках
Модуль подземного стока, л/сек·км²: 1 – менее 1; 2 – 1–3; 3 – 3–5; 4 – 5–10; 5 – более 10; 6 – контуры поднятий, установленных бурением: I – Опалихинское, II – Ножовское, III – Падунское; 7 – контур структурно-гидрогеологической аномалии

проведения детальных структурно-поисковых гидрогеологических исследований.

На территории Ножовского структурного выступа по кровле турнейского яруса установлено три крупных поднятия, с меридиональным простираем: Падунское (восточное), Ножовское (центральное) и Опалихинское (западное). Длина этих структур равна 13–15 км, а ширина – 4–6 км. С юга поднятия не замкнуты. Высота структур достигает 42–55 м. На Падунском и Опалихинском поднятиях углы падения пород на крыльях – до $+1^{\circ}10'$. На Ножовской структуре крылья

асимметричны: угол падения западного крыла не превышает 1° , а на восточном крыле он достигает $2^\circ 17'$. По кровле башкирского яруса строение поднятий существенно не изменяется [2].

По данным геологов объединения «Пермнефть» структурный план исследованной площади по кровле иренского горизонта соответствует в общих чертах строению по каменноугольным маркирующим горизонтам.

Новейшие тектонические движения проявляются в полном соответствии с глубинным тектоническим строением района [3]. Главные речные долины сформированы в продольных трещинных зонах, совпадающих с осевыми частями поднятий. Субмеридиональное направление их выдерживается и за пределами структур. Особенно отчетливо это проявляется на Опалихинской и Ножовской структурах (рис. 1). На участках тектонических поднятий наблюдаются деформации поверхностей надпойменных террас (в долине р. Камы между устьями рек Змеевки и Малой), аномальные эрозионные врезы, переуглубление долин и интенсивная овражно-эрозионная деятельность. Наличие подвешенных водоносных горизонтов на склонах речных долин также свидетельствует об активном новейшем поднятии района [4].

Зона активного водообмена сложена фациально невыдержанными терригенными породами казанского и татарского ярусов, а также рыхлыми антропогенными отложениями. Мощность этой зоны превышает 200 м при размахе рельефа в отдельных бассейнах – 85–125 м. Водоносные породы представлены, главным образом, песчаниками, алевролитами и конгломератами с галькой уральских пород.

Для исследованной территории характерна значительная изменчивость гидрогеологических показателей, обусловленная неравномерной водопроницаемостью верхнепермских пород, различной интенсивностью питания и дренирования водоносных горизонтов. Это определяется неодинаковым структурно-тектоническим положением участков. Вследствие роста удельной тектонической трещиноватости пород на локальных поднятиях, здесь наблюдается повышенная инфильтрация атмосферных осадков, увеличение модуля подземного стока, удельных водопритоков в дрены и значительная концентрация стока в зонах новейших трещинных нарушений [4, 6].

Модуль подземного стока является главным показателем структурно-тектонических условий формирования подземных вод. Определение этого показателя произведено на 38 участках, площадь которых была приведена к средней величине – $9,7 \text{ км}^2$. Размах значений – от менее $0,5$ до $24,7 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$. Рас-

пределение участков по величине модуля в летнюю межень 1968 г. показано на рис. 1. Средний модуль подземного стока – $4,5 \text{ л/сек}\cdot\text{км}^2$, а при исключении резко выделяющихся значений свыше $9 \text{ л/сек}\cdot\text{км}^2$ он равен $3,9 \text{ л/сек}\cdot\text{км}^2$. Модальное значение – $2,3 \text{ л/сек}\cdot\text{км}^2$. Коэффициент вариации составил 57,4 %.

Сравнение данных 1960 и 1968 гг. показывает, что подземный сток в 1968 г. значительно возрос (табл.). С одной стороны, это объясняется увеличением на 65 мм количество атмосферных осадков, выпавших в теплый период 1968 г. (май – август) по сравнению с 1960 г. С другой стороны, создание Воткинского водохранилища способствовало повышению водообильности пород выше поверхности эрозионного вреза в бассейнах нижнего течения рек.

Т а б л и ц а

Сравнительная характеристика водообильности верхнепермских пород

Площадь исследований	Число определений	Минимальное значение	Максимальное значение	Среднее
Модуль подземного стока, л/сек·км²				
Юго-запад Пермской области (зимняя межень 1961–1965 гг.)	472	< 0,25	12	2,2
Изученный район (летняя межень 1968 г.)	38	< 0,25	24,7	3,9
Ножовское поднятие	2	7,4	8,7	8,1
Опалихинское поднятие	5	0,4	7,6	5,2
Падунское поднятие	2	4,3	6,2	5,3
Медведкинский участок	8	5,4	24,7	11,2
Дебит родников, л/сек				
Юго-запад Пермской области (июнь – октябрь 1956–1964 гг.)	1854	<0,1	86,1	1,2
Изученный район (летняя межень 1968 г.)	97	<0,1	13,6	2,0
Ножовское поднятие	33	0,2	12,0	2,5
Опалихинское поднятие	11	0,2	7,0	2,0
Падунское поднятие	3	0,3	13,6	4,8
Медведкинский участок	11	2	10,7	5,8

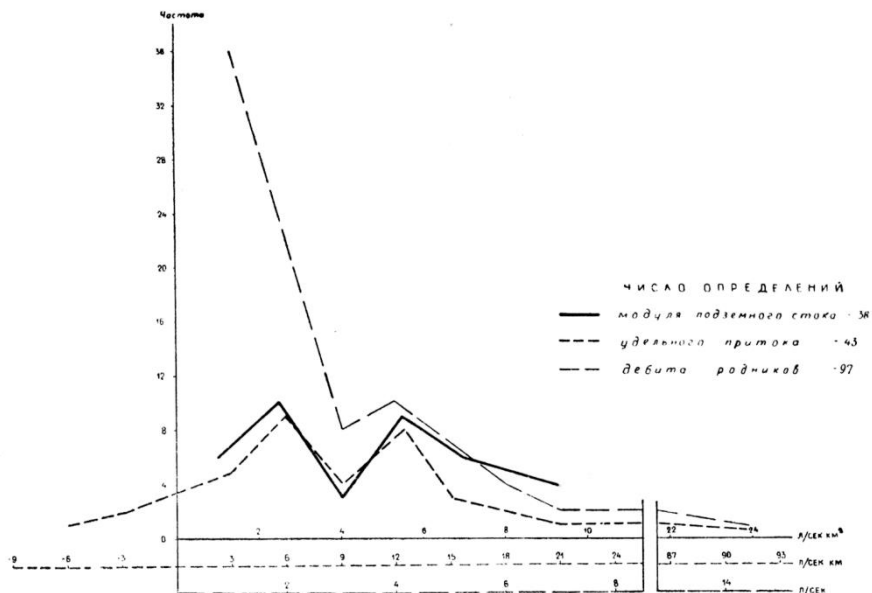


Рис. 2. Частотное распределение модулей подземного стока, удельных водопритоков и дебитов родников

В летнюю межень 1968 г. расходы рек в нижнем течении возросли в 1,9–2,5 раза по сравнению с 1960 г., а в верхнем течении рек, за пределами зоны влияния Воткинского водохранилища, увеличение расхода рек не превысило 1,5 раз.

Создание подпора подземных вод в прибрежной зоне водохранилища вызвало перераспределение подземного стока. Уменьшение расхода подрусловых и поддолинных потоков подземных вод в зоне подпора, подтопление надпойменных террас, дренировавших толщу верхнепермских пород, привело к увеличению водообильности пород, залегающих выше уровня водохранилища. Это способствует более контрастному выделению положительных структур на окружающем гидрогеологическом фоне. На тектонических поднятиях модуль подземного стока равен 6,8–8,7 л/сек·км² (табл.). Второй пик на кривой распределения модулей характеризует водообильность пород на таких участках (рис. 2).

Наибольшей водообильностью отличается Ножовское поднятие (8,7 л/сек·км²). С севера к нему примыкают неводообильные участки с модулем подземного стока менее 1 л/сек·км². В прогибе между Опалихинским и Ножовским поднятиями этот показатель равен 2,0–2,5 л/сек·км². Повышенный модуль подземного стока (до 7,4 л/сек·км²) в бассейне р. Медведки на участке выше д. Пантюхи обусловлен интенсивным дренированием восточного крыла Ножовской структуры. Резкая дифференциация новейших тектонических поднятий обусловила различные уровни эрозионного вреза. Базис дренирования подземных вод в долине р. Медведки на участке, прилегающем к Ножовскому поднятию на 9 м ниже, чем в долине р. Ножовки. Об интенсивной разгрузке подземных вод свидетельствуют многочисленные ручьи, впадающие справа в р. Медведку выше д. Пантюхи. Северная часть Ножовского поднятия характеризуется преобладанием внешнего поперечного стока.

На Опалихинском поднятии наиболее водообильна северная часть структуры (6,1–7,6 л/сек·км²). Модуль подземного стока в южной части равен 0,4 л/сек·км². Вероятно, разгрузка подземных вод, получающих питание на этом участке, происходит ниже уровня Воткинского водохранилища.

Большая часть Падунского поднятия находится в зоне водохранилища. В северной части водообильные участки (4,3–6,2 л/сек·км²) расположены на западном крыле. Структура интенсивно дренируется водохранилищем. В 1960 г. в долине р. Камы между устьями рек Малой и Змеевки были задокументированы обильные выходы подземных вод, интенсивное заболачивание надпойменной террасы подземными водами

верхнепермских отложений, а также разгрузка подземных вод ниже уровня р. Камы.

Удельный приток подземных вод в дрены [7], так же как и модуль подземного стока, возрастает на тектонических поднятиях (рис. 2). На площади положительных структур он достигает $21\text{--}36 \text{ л/сек}\cdot\text{км}^2$. Наиболее активно дренируются породы на Ножовском поднятии (рис. 3), наименее – на Падунском. Несмотря на это, удельный водоприток в северной части Падунского поднятия в 1,6 раз превышает фон.

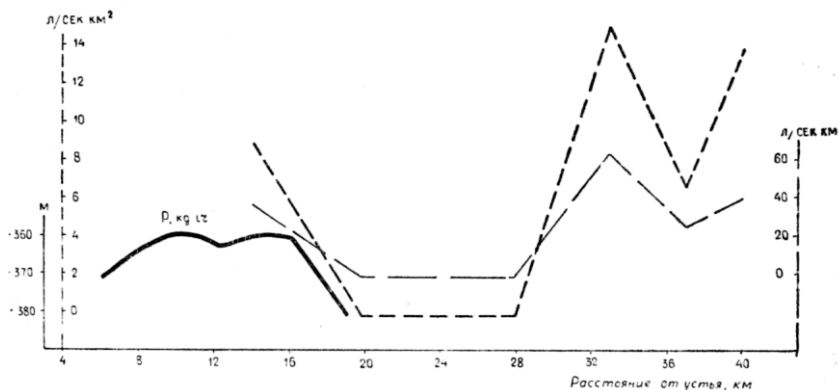


Рис. 3. Изменение модулей подземного стока и удельных водопритоков в долине р. Ножовки

Концентрация подземного стока в тектонических трещинах определяется, в основном, строением тектонического поднятия. На исследуемом участке наиболее водообильны субмеридиональные трещины, совпадающие с направлением простирания длинных осей структур (рис. 4). Средний дебит родников, приуроченных к таким трещинам, равен $3,8 \text{ л/сек}$. Поперечные трещины также отличаются значительной водоносностью (средний дебит родников равен $2,7 \text{ л/сек}$). Средний дебит 97 родников равен $2,55$, стандарт – $2,84$, мода – $0,5 \text{ л/сек}$ при величине размаха от менее $0,1$ до $13,6 \text{ л/сек}$. В целом, исследуемый участок отличается повышенными дебитами родников по сравнению с региональным фоном [6].

Наибольшее количество значительных по дебиту родников установлено на Ножовском поднятии. Здесь средний дебит 33 родников равен $2,5$, наибольший – 12 л/сек . Следует отметить, что большая часть подземного стока на этой структуре рассредоточена по сети слабобасккрытых трещин в глинистых пес-

чаниках и алевролитах. Поэтому в долинах многочисленных ручьев преобладают пластовые выходы.

На Опалихинском поднятии дебиты родников уменьшены по сравнению с Ножовским (табл.). Наиболее значительные выходы подземных вод (5–7 л/сек) имеются в долине р. Пьянки.

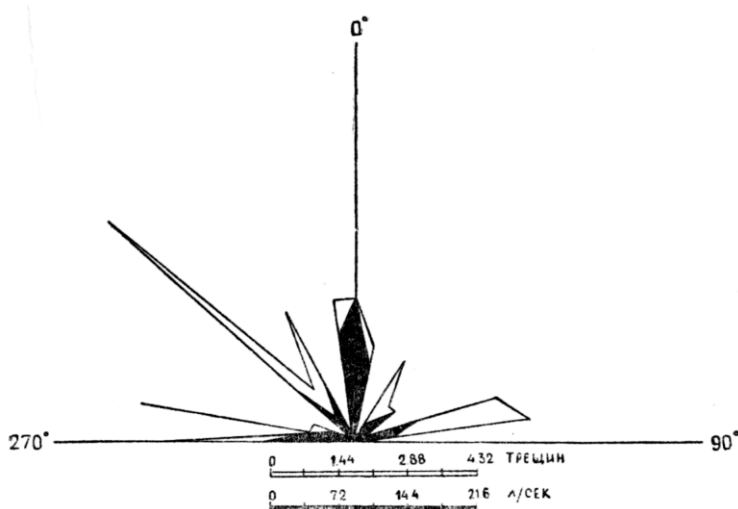


Рис. 4. Диаграмма простирания и водообильности трещин

На Падунском поднятии обследовано всего лишь 3 родника. Здесь на левом берегу р. Змеевки в д. Талый Ключ имеется нисходящий родник с дебитом 13,6 л/сек. Большинство родников приурочено к песчаникам и конгломератам, содержащим широкие открытые трещины (5–8 см). Многие родники имеют значительное (до 15–20 м) превышение над дном долин и ручьев. Это объясняется неравномерной трещиноватостью пород и слоистой неоднородностью водовмещающей толщи, а также значительной скоростью новейшего тектонического поднятия.

Повышенная водоносность верхнепермских пород характерна для северо-западной площади исследуемого района. Здесь выделен Медведкинский водообильный участок, приуроченный к бассейнам верховьев рек Ножовки (выше д. Гришенки), Медведки (выше д. Малиново) и Головнихи. Средний модуль подземного стока равен 11,2 л/сек·км², что в 3 раза превышает фон для исследуемой территории и в 2 раза – для Опалихинского и Падунского поднятий (табл.). В бассейне

р. Головнихи подземный сток равен 5,4–9,8, р. Медведки – 5–8,5, р. Ножовки – более 10 л/сек·км² – на участке выше д. Гришенки. В бассейне р. Медведки выше д. Малиново подземный сток равен 5–8,5 л/сек·км². На участке, расположенном ниже д. Малиново подземный сток резко снижается до 1,6 л/сек·км². Долина р. Медведки здесь значительно шире, глубина эрозионного вреза уменьшается. На правом берегу р. Медведки у д. Паклин находится самоизливающая скважина с дебитом около 1 л/сек. Участок по-видимому приурочен к зоне прогиба. Ниже д. Паклин модуль подземного стока возрастает до 5 л/сек·км².

Для Медведкинского участка характерен повышенный удельный водоприток, достигающий в верхнем течении р. Ножовки 92,3 л/сек·км (рис. 3).

Средний дебит 11 родников равен 5,8 л/сек, что значительно превышает среднюю величину дебита на вышеописанных локальных поднятиях. Высокая концентрация подземного стока выявлена в бассейне р. Медведки на участке между д. Варгино и д. Малиново. Здесь на правом берегу находится нисходящий родник с дебитом 10,7 л/сек, вытекающий из алевролита, разбитого системой трещин северо-восточного простирания. Наряду с концентрированными, отмечены пластовые выходы подземных вод с дебитом отдельных струй от долей до 1 л/сек. Зона интенсивной разгрузки наблюдается на правом берегу р. Ножовки у д. Гришенки. Здесь на протяжении 0,8 км имеются выходы подземных вод с суммарным дебитом до 10–15 л/сек.

Выполненные структурно-гидрогеологические исследования показали, что локальные тектонические поднятия Ножовского структурного выступа отчетливо выделяются по гидрогеологическим признакам. Среднее значение модуля подземного стока, удельного водопритока, дебита родников на поднятиях в 1,5–2 раза превышают фоновые величины этих показателей.

Медведкинский водообильный участок отличается повышенными значениями гидрогеологических характеристик даже по сравнению с локальными поднятиями Ножовского выступа. Поэтому на площади участка рекомендуется провести поисково-разведочное бурение с целью выявления тектонического поднятия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буданов Н. Д. Гидрогеология Урала. Наука, М., 1964.
2. Звездин В. Г., Бельшев Б. П., Марков Н. Н., Юрчук И. М., Черепанов Ю. Я. Геологическое строение и нефтенос-

ность Ножовской группы месторождений. Тр. Пермского филиала Гипровостокнефти, вып. 4. Пермь, 1969.

3. Лунев Б. С. Неотектонические движения Среднего Прикамья. Тр. Уфимского совещ. по вопр. геоморфол. и неотект. Волго-Уральск. обл. и Южн. Урала. Уфа, 1960

4. Максимович Г. А., Михайлов Г. К. Гидрогеологические методы изучения неотектонических движений. Матер. по геоморфол. и новейшей тектонике Урала и Поволжья, сб. 2. Уфа, 1968.

5. Максимович Г. А., Михайлов Г. К. Гидрогеологические методы поисков локальных платформенных структур. Тр. научно-технич. совещания по гидрогеол. и инж. геологии, вып. III. Недр, М., 1970.

6. Михайлов Г. К. Гидрогеологические особенности фациально невыдержанных толщ в зоне активного водообмена. Гидрогеология и карстоведение, вып. 3. Пермь, 1966.

7. Михайлов Г. К., Тюрина И. М., Булдаков Б. А. Удельный приток карстовых вод в дрены как показатель структурно-тектонических условий. Сб. Карст Урала и Приуралья. Пермь, 1968.

8. Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. Госгеолтехиздат, 1962.

Пермский университет

И. А. Шимановская

**К ВОПРОСУ ФОРМИРОВАНИЯ РЕСУРСОВ
ПРЕСНЫХ И МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ВОД
ПЕРМСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ**

Пермское Предуралье представляет собой Восточную окраину Волго-Камского артезианского бассейна, включающего восточную часть Русской платформы и Предуральский прогиб от южных отрогов Тимана на севере до надвига Кара-Тау на юге. В пределах Предуралья выделяется несколько водоносных горизонтов и комплексов в породах четвертичного и палеозойского возраста [11, 13, 14].

В верхних частях разреза (выше эрозионного вреза) развиты, преимущественно, пресные ненапорные и слабонапорные воды, находящиеся в условиях активного водообмена и характеризующиеся гидрокарбонатным составом и минерализацией до 1 г/л [16, 17]. С увеличением глубины залегания, при погружении под более молодые отложения, в направлении с востока на запад, возрастает напор и увеличивается минерализация вод. Ниже эрозионного вреза на глубине 170–200 м активность водообмена резко уменьшается, водовмещающие толщи менее промыты и воды характеризуются в основном сульфатным составом, минерализацией от 1 до 3 г/л и напором в несколько десятков метров [6].

Формирование ресурсов подземных вод обусловлено климатом, особенностями рельефа и геологическим строением территории. Основным источником питания подземных вод верхней части разреза Волго-Камского бассейна являются атмосферные осадки.

Инфильтрация речных вод, конденсация и поступление напорных вод глубоких горизонтов в общем балансе имеют небольшое значение, хотя в отдельных районах при крупно-

масштабной оценке ресурсов подземных вод должны учитываться. Так, инфильтрация из рек сказывается при формировании ресурсов в придолинных участках и составляет около 2 % от годового количества атмосферных осадков.

Конденсация водяных паров имеет наибольшее значение в карстовых районах. По данным В. С. Лукина [5] в Кунгурской ледяной пещере в летнее время конденсируется в сутки до 0,92 тонн влаги. В горных выработках Березниковского калийного рудника с апреля по сентябрь 1967 г. скопилось около 20 800 м³ влаги, а в Соликамском руднике – 8000 м³ [2].

Подток глубинных минерализованных вод происходит в основном в сводах валов по трещинным зонам и в прибортовых частях переуглубленных долин. По данным А. С. Белицкого и А. И. Белоликова в долину р. Камы на участке протяженностью в 1 км поступает около 6 л/сек глубинных минерализованных вод.

Основным же источником питания подземных вод являются атмосферные осадки. Сумма подземного и поверхностного стока составляет 200–250 мм в год при средней сумме осадков 500 мм [8]. В области распространения терригенных пород поверхностный сток преобладает над подземным, а на участках развития карстующихся пород подземный сток составляет 60–70% от общего [1].

На распределение ресурсов подземных вод кроме того оказывает большое влияние характер циркуляции подземных вод. Чередование в разрезе карбонатных и терригенных отложений создает условия различной водонасыщенности и водообильности, зависящие от пористости, проницаемости, кавернозности и трещиноватости пород. Довольно равномерное распределение ресурсов наблюдается в аллювиальных отложениях. В области развития трещинно-грунтовых и трещинно-пластовых вод отложений верхней и нижней перми ресурсы зависят от литологического состава, условий залегания и характера трещиноватости водовмещающих пород [7, 14]. Наиболее сложное и неравномерное распределение ресурсов подземных вод отмечено в карстующихся нижнепермских породах, развитых в пределах Уфимского плато. Здесь, наряду с равномерно обводненной системой трещин и пустот, широко развиты концентрированные и обособленные карстовые водотоки [3, 12, 13, 14], в которых сосредоточена основная часть ресурсов подземных вод.

При планировании строительства и расширении городов, поселков, промышленных объектов, необходимо знание возможности использования поверхностных и подземных вод. Рассматриваемая территория обладает водными ресурсами, которые могли бы обеспечить потребности населения и промыш-

ленности в воде. Однако поверхностные воды Предуралья во многих случаях непригодны для водоснабжения.

Интенсивный рост промышленности и все увеличивающееся загрязнение поверхностных вод промстоками (только в бассейн Камы сбрасывается около 3 млн. м³/сут) вызывают необходимость использования для водоснабжения подземных вод в более широких масштабах.

Региональная оценка эксплуатационных ресурсов пресных подземных вод Пермского Предуралья показала, что они достаточно велики. Однако, на отдельных участках для централизованного водоснабжения промышленных объектов и крупных населенных пунктов их не хватает.

В связи с этим, автором, наряду с оценкой эксплуатационных ресурсов пресных подземных вод Пермского Предуралья [4, 10, 12], выполнена оценка ресурсов пресных и минерализованных вод совместно, учитывая возможность их опреснения и последующее использование для водоснабжения.

При оценке эксплуатационных ресурсов пресных вод их нижняя граница была принята условно на глубине 100 м. В сводовых частях валов, поднятий, в трещинных зонах, т.е. в местах неглубокого залегания минерализованных вод [15–17], глубина залегания пресных вод уменьшалась до 50–60 м. Территории же, где минерализованные воды характерны для первого водоносного горизонта (западный склон Уфимского плато), из подсчета ресурсов пресных вод исключались. Подсчет эксплуатационных ресурсов пресных и минерализованных вод проводился в зоне до глубины 150–170 м. Это определяется техническими возможностями подъема воды. В расчеты включены также те районы, которые ранее при оценке запасов пресных вод считались бесперспективными (западный склон Уфимского плато).

В обоих случаях региональная оценка эксплуатационных ресурсов производилась по методике ВСЕГИНГЕО [9], основанной на картировании модуля эксплуатационных ресурсов подземных вод. Под модулем понимается количество воды, которое может быть получено с 1 км² площади водоносного горизонта рациональными в технико-экономическом отношении водозаборными сооружениями при заданном режиме эксплуатации и при качестве воды, удовлетворяющем требованиям всего расчетного срока водопотребления. При расчетах приняты следующие условия: 1) срок эксплуатации водозабора 50 лет, 2) снижение уровня – не более половины мощности горизонта, 3) высота подъема воды, учитывая возможности современного насосного оборудования, – не более 100 м, 4) все подземные

воды зоны активной циркуляции Предуралья отнесены к безнапорным.

Модуль эксплуатационных ресурсов (M_3) в л/сек с 1 км² площади развития водоносного горизонта вычислялся путем определения частных модулей: M_1 – модуля статических запасов, определяемого гидродинамическим расчетом по уравнениям неустановившегося движения, M_2 – модуля восполнения, определяемого гидродинамическим расчетом так называемых приречных зон и M_3 – модуля современного водопотребления, определяемого по суммарному использованию подземных вод на той или иной площади.

Расчетные формулы для определения частных модулей выведены из основных уравнений неустановившегося движения с пересчетом на л/сек и приведены ниже в окончательном виде.

$$M_1 = 0,645 \cdot \mu \cdot S_{\max}$$

M_1 – модуль статических запасов; μ – коэффициент водоотдачи, доли единицы;

$S_{\max}$ – максимально возможное понижение уровня, м ;

$$M_2 = 0,00048 \cdot Kh_{cp} \cdot S_{\max}$$

M_2 – модуль восполнения;

Kh_{cp} – коэффициент водопроводимости м²/сут;

$$M_3 = \frac{Q_{\text{сум}}}{F}$$

M_3 – модуль современного водопотребления;

$Q_{\text{сум}}$ – суммарный водоотбор по расчетному району, л/сек; F – площадь расчетного района, км²;

$$M_3 = M_1 \cdot F_1 + M_2 \cdot F_2 + M_3 \cdot F$$

M_3 – модуль эксплуатационных ресурсов;

F_1 – площадь основных районов, характеризующая модулем статических запасов – M_1 ;

F_2 – площадь приречных зон, характеризующая модулем восполнения M_2 ;

F – общая площадь расчетного района ($F = F_1 + F_2$).

Значения основных параметров, входящих в расчетные формулы, были определены по результатам разведочных работ, литературным и фондовым материалам.

Коэффициент водопроводимости определялся по упрощенной формуле:

$$Kh_{cp} = 130 \cdot q \text{ м сут}$$

где q – удельный дебит, л/сек

Мощность и коэффициент водоотдачи водосодержащих пород для различных комплексов были приняты следующие:

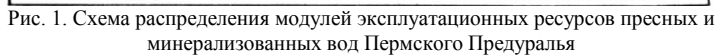
Комплекс пород	Мощность, водосодержащих пород, м	Коэффициент водоотдачи
Аллювиальный	до 25–30	0,2
Терригенный	до 80–100	0,005–0,008
Карбонатный	до 100	0,01–0,02

Картирование модуля эксплуатационных ресурсов подземных вод выполнялось в три этапа. На первом этапе были охарактеризованы водоносные горизонты и комплексы по величине водопроводимости пород. Для этого в пределах каждого водоносного горизонта были выделены районы с близкими значениями коэффициента водопроводимости. Затем водоносные горизонты и комплексы были оценены по максимально возможному понижению уровня. Эти данные нанесены на схему, где выделено 17 районов, характеризующихся определенным комплексом водовмещающих пород, определенными градациями водопроводимости и максимально возможного понижения

Т а б л и ц а 1

**Модули эксплуатационных ресурсов пресных
и минерализованных вод Пермского Предуралья**

Водоносные комплексы	Модуль эксплуатационных ресурсов, <i>л/сек с км²</i>	
	пресные воды	пресные минерализован.
Аллювиальных отложений	0,56–0,63	0,57–1,01
Флювиогляциальных и нерасчлененных верхнепермских отложений	0,16–0,41	0,3–0,79
Терригенных отложений татарского и казанского ярусов	0,16–0,45	0,25–0,64
Шешминских отложений	0,13–0,62	0,39–0,79
Соликамских отложений	0,72–0,80	0,81–1,22
Терригенных отложений кунгурского яруса	0,69–0,93	1,10–1,35
Сульфатных отложений кунгурского яруса	бесперспект.	1,05
Кунгурско-артинских карбонатных отложений	0,79	1,37
Карбонатных и терригенных отложений артинского яруса	0,32–0,93	0,51–1,35



уровня. Модуль эксплуатационных ресурсов был рассчитан по приведенным выше формулам. Значения модулей и изменения их по площади приведены на рисунке 1.

Умножением модуля эксплуатационных ресурсов на площадь были получены эксплуатационные ресурсы подземных вод каждого района. Суммирование по районам дало величину эксплуатационных ресурсов всей территории.

Общая характеристика водоносных горизонтов и комплексов, представляющих интерес для водоснабжения, публиковалась ранее [10, 12, 14], поэтому мы ограничиваемся приведением модуля эксплуатационных ресурсов (табл. 1).

Из таблицы видно, что наиболее высокими значениями модуля эксплуатационных ресурсов пресных и минерализованных вод характеризуются водоносные комплексы кунгурских отложений нижней перми и Соликамских отложений верхней перми.

Эксплуатационные ресурсы подземных вод Пермского Предуралья за счет привлечения минерализованных вод возрастают с 56,0 до 95,1 $\text{м}^3/\text{сек}$.

Совместная эксплуатация минерализованных и пресных вод (с последующим их опреснением) значительно расширит возможности использования подземных вод. Это особенно важно для районов, где уже в настоящее время имеется дефицит водопотребления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балков В. А. Влияние карста на режим стока рек юго-восточной части Пермской области. Зап. Пермск. отд. географ. общ. СССР, вып. 1, Пермь, 1960.
2. Бельтюков Г. В. Рудничные рассолы Верхнекамского месторождения калийных солей. Геол. и полезн. ископ. Урала, ч. 1, Свердловск, 1969.
3. Буданов Н. Д. Гидрогеология Урала. Наука, М., 1964.
4. Карта модулей эксплуатационных ресурсов пресных и солоноватых подземных вод СССР, м-б 1:5 000 000, под ред. Н. Н. Биндемана, М., 1964.
5. Лукин В. С. Наблюдения над воздушным режимом закарстованных массивов на примере Кунгурской ледяной пещеры. Тр. ин-та геол. УФ. АН. СССР, вып. 62, Свердловск, 1962.
6. Максимович Г. А., Шестов И. Н. Гидрогеохимия минеральных вод и грязей. Хим. география вод и гидрогеохимия Пермской области, Пермь, 1967.
7. Михайлов Г. К. К вопросу о структуро-геологической интерпретации гидрогеологических данных при изучении фациально невыдержанных толщ. Гидрогеология и карстоведение, вып. 2, Пермь, 1964.
8. Троицкий В. А. Гидрологическое районирование СССР, Изд. АН СССР, 1948.
9. Указания территориальным геологическим управлениям для выполнения работ по теме «Региональная оценка эксплуатационных ресурсов подземных вод СССР», ВСЕГИНГЕО, М, 1963.

10. Шимановская И. А. Опыт региональной оценки запасов пресных подземных вод Пермского Предуралья. Геология и петрография западного Урала, вып. 5, Пермь, 1970.
11. Шимановская И. А., Шимановский Л. А. Гидрогеологические условия и источники водоснабжения сельскохозяйственных районов Пермской области в пределах Уфимского плоскогорья. Гидрогеол. сб. по вопр. водоснабжен. Урала и Зауралья, Госгеолтехиздат, 1956.
12. Шимановская И. А., Шимановский Л. А. К оценке ресурсов карстовых вод Пермской области. Вопр. Карстования, вып. 2, Пермь, 1970.
13. Шимановский Л. А. Подземные воды сельскохозяйственных районов юго-востока Пермской области и возможности их использования. Пермь, 1958.
14. Шимановский Л. А. Результаты гидрогеологической съемки и задачи изучения подземных вод Пермской области. Геология и петрография западного Урала, вып. 3, Пермь, 1968.
15. Шимановский Л. А., Крутов В. М. Гидрогеологические и гидрохимические особенности Верхнекамского соленосного бассейна. Гидрогеология и карстование, вып. 2, Пермь, 1964.
16. Шимановский Л. А., Михайлов Г. К., Шимановская И. А. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. Хим. география вод и гидрогеохимия Пермской области, Пермь, 1967.
17. Шимановский Л. А., Шимановская И. А. Химическая география подземных вод юга Пермской области. Хим. география и гидрогеохимия, вып. 2 (3), Пермь, 1963.

Пермский геологоразведочный трест

Ю. В. Архидьяконских

О ВЛИЯНИИ УДАРНО-КАНАТНОГО СПОСОБА БУРЕНИЯ НА ПРОИЗВОДИТЕЛЬНОСТЬ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СКВАЖИН

Среди специалистов нет единого мнения о целесообразности применения для скважин на воду того или иного способа бурения. Так Г. П. Квашин [13] полагает, что вращательное бурение с промывкой может полностью обеспечить получение высокодебитных скважин, соответствующих истинной производительности водоносного пласта. З. М. Вортман [9] считает, что при бурении скважин на воду необходимо отдавать предпочтение ударно-канатному способу, так как при вращательном бурении глинистый раствор закупоривает водоносные слои и снижает дебиты в несколько раз. В. Д. Малахов [15] указывает на необходимость выбора способа бурения в зависимости от целевого задания и гидрогеологических условий отдельных частей месторождения подземных вод. Имеются и другие взгляды по данному вопросу. Однако, в целом нет обоснованных рекомендаций по выбору способа бурения с учетом выполнения работ с максимальной геологической и экономической эффективностью [4].

Бурение ударно-канатным способом может приводить в определенных условиях к резкому снижению производительности скважин на воду. Широко известны данные А. Т. Бочарова [10], проводившего исследования в долине р. Сакмары и др. Здесь в гравийно-галечниково-валунных породах пройдено несколько скважин ударно-канатным способом с помощью обсадных труб. Скважины оборудовались щелевым фильтром с естественной гравийной обсыпкой. На одном и том же участке наряду с высокодебитными были и сравнительно мало-

производительные скважины (в 2–3 раза по уд. дебитам меньше первых). «Скачок» уровня в малодебитных скважинах по данным затрубных скважин достигал 3 м, а в высокодебитных не превышал 1,6 м. После взрыва в области фильтра детонирующего шнура, производительность некоторых малодебитных скважин выросла до 2–3 раз, т. е. достигла производительности высокодебитных скважин. Снижение производительности скважин на воду, пройденных ударно-канатным способом отмечено также на одном из водозаборов в долине р. Дона [1]. В скважинах были установлены фильтры диаметром 12" с искусственной гравийной обсыпкой. Значение коэффициента фильтрации, вычисленное по центральной скважине, оказалось в 2–3 раза меньше, чем вычисленное по двум наблюдательным. Снижение производительности, по приведенным скважинам в долинах рр. Сакмары и Дона, указывает на резкое увеличение гидравлического сопротивления грунтов прифильтровой зоны, связанное с уплотнением пород (снижение пористости, или замещение крупных частиц грунта более мелкими).

При бурении ударно-канатным способом в прифильтровой зоне, наряду с уплотнением грунтов, встречаются случаи и разуплотнения. Однако, в целом, как показали экспериментальные работы ВСЕГИНГЕО, Красноярской КГЭ и др. [4], при посадке фильтров размывом, когда уплотнения пород нет, получены удельные дебиты на 20–40 % превышающие удельные дебиты скважин, пройденных здесь же ударно-канатным способом.

Имеются факты, указывающие на причины уплотнения пород в прифильтровой зоне при ударно-канатном способе бурения. При вскрытии (раскопке) в 1963–65 гг. фильтров в водопонижительных скважинах Лебединского карьера КМА [10] установлено наличие в прифильтровой зоне мелкообломочного материала (песок, пылеватые частицы и др.), обрушившегося в процессе бурения из верхней части разреза вниз – в затрубное пространство.

При извлечении обсадных труб с образованием «прихватов», мелкообломочный материал зоны обрушения может уплотняться и частично вдавливаться в межпоровое пространство крупнообломочного материала (крупнозернистый песок, гравий, галька) стенок скважины.

В дальнейшем, если обсадные трубы извлекаются без обсыпки фильтрового каркаса гравием (в расчете на получение естественного гравийного фильтра), при интенсивной прокачке скважины прифильтровая зона уплотненных пород частично или полностью разрушается. Величина разрушения уплотненной зоны зависит от первоначальной степени уплотнения обру-

шившихся грунтов и их проникновения в поровое пространства стенок скважины. Это в свою очередь зависит от многих случайных факторов, связанных с возможностью затрубного обрушения грунтов и образования «прихватов» той или иной силы при извлечении обсадной колонны. Последнее обстоятельство и служит причиной, почему на одном и том же участке (р. Сакмара), наряду с высокодебитными, встречаются сравнительно слабодообильные скважины.

Засыпка гравия в скважины, предрасположенные к образованию в прифилтровом пространстве зоны обрушенных мелкообломочных пород*, снижает дебит. В этом случае кольцевая зона из обрушенных мелкообломочных пород попадает в пространство между стенками скважины и гравийной обсыпкой. Извлечение «замурованных» таким образом обломочных частиц уплотненной зоны, становится практически невозможным, даже при самой интенсивной прокачке скважины. В этом случае почти все скважины окажутся низкодебитными, по сравнению с истинной производительностью водоносного горизонта (р. Дон КМА**).

Учитывая указанные недостатки, в последнее время все чаще в ряде организаций, проводящих бурение ударно-канатным способом, переходят на бурение непосредственно фильтровой колонной [2, 7, 21]. При этом, как показывает опыт, удельные дебиты скважин, пройденных в гравийно-(валунно-)галечниковых породах непосредственно фильтром, до 1,5–2 раз выше удельных дебитов скважин, пробуренных здесь же обсадной трубой. Кроме того, бурение фильтром позволяет беспрепятственно устанавливать фильтры диаметром 14–16". Дело в том, что обсадные трубы диаметром 18" и более, под защитой которых обычно устанавливают фильтры диаметром 14–16", ослаблены на торцах, из-за чего посадка их в грунт затруднена («салятся» муфты)***. Бурение фильтром на глубину до 30–70 м в гравийно-галечниковых породах несколько уступает по скорости проходке обсадной трубой, но это компенсируется отсутствием трудоемкой операции по извлечению труб.

* Помимо скважин ударно-канатного бурения сюда следует отнести и скважины, пройденные вращательным способом, в которых обсыпка фильтрового каркаса гравием производится под защитой вспомогательной колонны.

** Для скважин КМА (10) дополнительное влияние оказал глинистый раствор.

*** Буровики Казахстана трубы 18" забивают в грунт со смятием торца «гармошкой», после чего прочность торцевой части трубы увеличивается. Смятые торцы длиной 0,3–0,4 м, после углубки трубы, обрезают автогенном и приваривают новую трубу. При извлечении – трубы снова разрезают автогенном.

При наличии в разрезе выдержанного по глубине горизонта гравийно-(валунно-)галечниковых пород бурение фильтровой колонной ведут как обычной обсадной трубой. В процессе бурения формируется естественный гравийный фильтр [21].

В Западном Казахстане наиболее крупный материал (гравий, галька) аллювия среднего течения р. Урал и ее левых притоков (рр. Илек, Орь) залегает в нижней части разреза. Выше, обычно, располагаются более мелкие фракции с преобладанием песчаных частиц. В этих условиях получили распространение следующие два метода бурения фильтром разведочных и разведочно-эксплуатационных скважин по известному разрезу*.

По первому методу** (рис. 1) бурение ведут по водоносному горизонту отстойником фильтра. Отстойник по своей длине

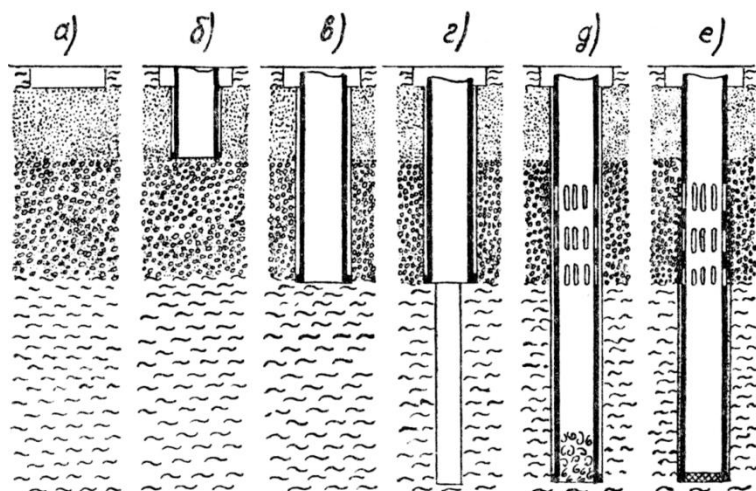


Рис. 1. Бурение фильтровой колонной с помощью отстойника: а) шурф-скважина, пробуренная в устойчивых породах (глины); б) начало бурения отстойником (сухие и водоносные пески); в) окончание бурения отстойником (водоносный песок с содержанием гравия и гальки свыше 30 %); г) бурение под отстойник (глины); д) посадка (забивание) фильтровой колонны с отстойником до проектной отметки; е) скважина очищена от шлама с установкой цементной пробки в дне отстойника и прокачана с образованием естественного фильтра

* Эти методы получили высокую оценку при разведке и частичном сооружении водозаборов для гг. Актюбинска и Уральска.

** Разработан В. С. Глазковым и Н. И. Волненко в 1960 г. (Западно-Казахстанская комплексная геолого-разведочная экспедиция).

должен быть не меньше мощности водоносного горизонта. В устойчивых породах, залегающих над водоносным горизонтом, бурят большого диаметра шурф-скважину. Затем бурят отстойником до заглубления в глины подошвы водоносного горизонта на 0,5–1,0 м. После этого, через трубы отстойника, проходят желонкой в глинах подошвы ствол скважины глубиной на 1,5–2 м больше длины отстойника. И, наконец, фильтровую колонну с отстойником забивают до проектной глубины. Процесс забивания идет очень быстро (1–2 часа), и плывуны верхней части разреза не успевают заполнить скважину через фильтр. Зачистив дно отстойника от шлама и глин, срезанных башмаком, приступают к прокачке скважины. Этот метод прост и надежен, применяется при мощности водоносного горизонта до 20–30 м.

Второй метод* напоминает известный способ посадки фильтра с помощью конусов (10), применяющийся в мелкозернистых грунтах при значительной глубине скважины. Подготавливается фильтровая колонна с щелевым каркасом (ширина щелей 5–8 мм, процент скважности 12–22 %) без отстойника, снабженная внизу режущим башмаком**. Режущий башмак изготавливается следующим образом. На нижнюю муфту трубы фильтра наваривается с помощью автогенного аппарата муфта или предохранительное кольцо от трубы большего диаметра***. Перед началом бурения фильтром бурится шурф-скважина в устойчивых породах, или устанавливается на глубину 4–5 м труба диаметром 18". Затем на дно шурфа-скважины опускают фильтровую трубу. Засыпают шурф гравием и приступают к дальнейшей углубке скважины, с одновременной посадкой фильтровой колонны. При этом гравий увлекается в кольцевое пространство шириной 2,5–3,0 см, образованное наружным диаметром башмака и трубой фильтра. После достижения водоупорных глин заглубляются в них на 0,5–1,5 м. Затем бурят желонкой в глинах через фильтровую колонну место под отстойник. Отстойник, меньшего диаметра чем фильтр, опускают в скважину и добивают инструментом до проектной глубины. И, наконец, приступают к прокачке скважины. Этим методом бурят скважины до глубины 40–70 м.

* Внедрен Актюбинской гидрогеологической станцией в 1961 г.

** В отличие от способа конуса, в расчете на принудительную посадку фильтра, как при бурении обсадными трубами. Способ же конуса в основном рассчитан на посадку фильтровой колонны под действием собственного веса.

*** Наружное кольцо может быть приварено по торцу с выступом и без выступа над внутренним, что, как показал опыт, не влияет на скорость проходки фильтром.

Следует отметить, что в водоносных гравийно-галечниковых породах ударно-канатное бурение может быть с успехом, в ряде случаев, заменено вращательным бурением с глинистой промывкой [2, 15, 20, 22], с установкой фильтра с естественной гравийной обсыпкой. Для примера приводим сравнительные данные по одному из участков водозаборов в гравийно-галечниковых породах долины р. Илек [2]. Часть скважин пробурена станком УКС-22 обсадной трубой, часть – непосредственно фильтровой колонной, остальные – станком УРБ-ЗАМ с глинистой промывкой. По всем скважинам (табл. 1) проведены опытные откачки, по двум из них (1-УКС-61 и 3-УКС-61) имелись наблюдательные скважины по лучам на расстоянии в 5 и 25 м от центральных. Из таблицы видно, что коэффициенты фильтрации участка, по данным кустовых откачек, довольно выдержаны и составляют осредненно 76–83 м/сутки. Близкие к этим значения коэффициентов фильтрации получены (при расчете по одиночной скважине) по двум скважинам (1-УКС-61, 2-УКС-61), пройденным обсадной колонной УКС-22. По остальным семи скважинам значение коэффициентов фильтрации 110–136 м/сутки. Это говорит о разуплотнении грунтов в прифильтровой зоне данных скважин в процессе прокачки*, а возможно и при проходке пород фильтром (скв. 2, 4, 6-УКС-63).

Из других методов борьбы с уплотнением пород в области фильтра отметим метод, разработанный Мангышлакской гидрогеологической экспедицией (1963), внедренный при бурении ударно-канатным способом обсадной колонной в водоносных мелкозернистых эоловых песках. По этому методу после извлечения обсадных труб приступают к зафильтровой прокачке скважины эрлифтом с помощью двух-трех воздушных труб, установленных в зазоре между фильтром и стенкой скважины. Одновременно в зафильтровое пространство подается по отдельным трубкам (1–3) гравий. При этом разрушается уплотненная зона, расширяется диаметр скважины и происходит сортировка гравия.

Случаи резкого увеличения гидравлического сопротивления прифильтровой зоны нередко наблюдаются при комбинировании ударного способа с другими. Вышеуказанные скважины КМА [10] были первоначально пробурены ударно-канатным способом и в дальнейшем добуривались через фильтр вращательным бурением с глинистой промывкой. В результате в гравийной обсыпке фильтра осели глинистые частицы,

* Прокачка по скважинам 1,5, 8 УРБ и формирование фильтра с естественной гравийной обсыпкой были начаты немедленно после окончания бурения с глинистой промывкой.

Т а б л и ц а 1

**Сравнительная характеристика коэффициентов фильтрации скважин на воду,
пробуренных различными способами на участке водозабора в долине р. Илек**

№ скважины	Диаметр, дюймы		Длина фильтра, м	Мощность водоносного горизонта, м	Понижение, м	Дебит, м ³ /сутки	Удельный дебит, м ³ /сутки	Коэффициент фильтрации, м/сутки	
	бурения	фильт-ра						по центральной скважине	по двум наблюдательным
А. Бурение обсадной колонной станком УКС-22									
1-УКС (61)	16	12	3,5	8,55	2,20	960	436,4	75,0	77,0
					4,10	1520	371,7	73,0	77,0
					5,50	1935	351,8	77,0	74,0
2-УКС (61)	16	12	5,0	6,40	3,30	925	280,3	74,4	–
					4,35	1149	264,1	78,4	–
					5,35	1210	226,2	75,3	–
3-УКС (61)	16	12	5,0	6,70	3,40	1417	416,8	105,2	90,0
					4,75	1884	397,6	120,3	82,0
					5,15	1987	386,8	118,0	79,0
Б. Бурение фильтром станком УКС-22									
2-УКС (63)	14	14	4,0	7,33	4,54	2400	528,6	131,7	–

№ скважины	Диаметр, дюймы		Длина фильтра, м	Мощность водоносного горизонта, м	Понижение, м	Дебит, м ³ /сутки	Удельный дебит, м ³ /сутки	Коэффициент фильтрации, м/сутки	
	бурения	фильтра						по центральной скважине	по двум наблюдательным
4-УКС (63)	14	14	3,7	7,83	5,08	2938	578,3	135,9	–
6-УКС (63)	14	14	3,7	8,62	5,36	3084	575,4	114,3	–
В. Бурение станком УРБ–ЗАМ с глинистой промывкой									
1-УРБ (63)	17 ³ / ₄	14	3,5	7,27	3,09	1728	557,4	120,2	–
5-УРБ (63)	17 ³ / ₄	14	4,5	8,35	5,75	2972	516,9	118,5	–
8-УРБ (63)	17 ³ / ₄	14	5,4	8,34	6,70	2972	443,6	110,4	–

снизившие производительность прифилтровой зоны до ничтожной величины.

В Западном Казахстане (Актюбинская гидрогеологическая станция и др.), начиная с 1959–62 г., широко распространилось комбинированное бурение станками типа УГБ-50 поисковых, разведочных, режимных, а нередко и разведочно-эксплуатационных скважин на воду. Бурение проводилось глубиной до 50 м по водоносным отложениям антропогена (аллювий, эоловые), палеогена, мела, юры и др., представленных песками, иногда с примесью гравия и гальки. Среди буровых бригад, проводивших освоение станков УГБ 50-А в этих условиях, стихийно возник метод комбинированного бурения, позволяющий увеличить скорость проходки в 1,5–2 раза и более. Проходка по сухим устойчивым породам велась шнеками 6"–8" с извлечением грунтов на поверхность земли. Далее, до установки обсадных труб, шнеками того же, или несколько меньшего диаметра, проходили водоносный горизонт на полную его глубину (до 40 м) без извлечения пород на поверхность земли – с целью разрыхления их в зоне будущей скважины. На эту операцию – «разрыхление» обычно тратилось не более 2–3 часов. Затем в устойчивую часть скважины опускали обсадные трубы 6"–8" и приступали к бурению ударно-канатным способом*. Наличие предварительно разрыхленной зоны будущего ствола скважины и позволяло резко увеличить скорость проходки ударно-канатным способом.

Однако этот «метод» оказался с большим изъяном. Шнеки, при разрыхлении пород водоносного горизонта, встречали на своем пути прослойки глин и, вращаясь, размазывали их по всему стволу будущей скважины. Тем самым заранее, еще до проходки скважины ударно-канатным способом, резко снижалась водопроводимость прифилтровой зоны. По окончании бурения таких скважин ударным способом и установки фильтра наблюдалось снижение удельных дебитов, по сравнению с истинной производительностью горизонта в 2–3 раза (песчано-гравийно-галечниковые породы), а иногда до почти полной безводности (мелкозернистые пески).

После обнаружения указанных фактов, новый «метод» был запрещен и в настоящее время в указанном виде не применяется. Рационализаторами Западного Казахстана (С. А. Гаврилов и др.) разработаны и внедрены ускоренные способы проходки скважин станками УГБ-50 А (М), исключающие недостатки выше описанного «метода». После разбуривания ус-

* Извлечение породы вели утяжеленной желонкой. Обсадные трубы применялись толстостенные, нарезанные в местных мехмастерских с правой резьбой труба в трубу (безмуфтовые).

тойчивых пород шнеками в скважину опускают колонну обсадных труб (6", 8") толстостенных с левой резьбой труба в трубу и начинают бурение ударно-канатным способом. Наличие левой резьбы на обсадных трубах позволяет в необходимых условиях опускать в трубы шнековую колонну меньшего диаметра. Шнековой колонной при правом вращении разбуривают прослойки глин в водоносном горизонте, бурят под отстойник в устойчивых породах, разрыхляют на глубину 0,5–1,5 м плотные водоносные породы (с применением магазинного шнека с извлечением грунта)*. Недостатком указанного рационализаторского предложения является то, что при заклинивании шнека в обсадных трубах (при опытном составе бригады – крайне редкое явление), приходится извлекать одновременно обсадную и шнековую колонны.

Из изложенного видно, что при бурении ударно-канатным способом, даже при оборудовании скважин на воду наиболее производительными фильтрами (с естественной и искусственной гравийной обсыпкой), наряду с разуплотнением пород прифилтровой зоны, могут иметь место случаи снижения удельных дебитов, вызванные уменьшением пористого пространства, или замещением крупных частиц более мелкими. Поэтому, наряду с решением задач по повышению экономической эффективности ударно-канатного бурения поисковых и разведочных скважин на воду, необходимо проводить дальнейшие исследования и разработки по повышению качества этих работ, обеспечивающего, в сочетании с рациональной конструкцией фильтра, сохранение при производстве всех видов откачек истинной производительности водоносного горизонта.

Для эксплуатационных целей задачи исследований и разработок несколько иные – необходимо добиваться, в этом случае, условий получения максимально возможных удельных дебитов, превышающих по своему значению истинную производительность водоносного горизонта.

При выборе способа бурения следует иметь в виду, что в некоторых случаях вращательное бурение с промывкой может обеспечить более высокие удельные дебиты, чем ударно-канатное (бурение с глинистой промывкой в гравийно-галечниковых породах, посадка фильтров размывом водой, бурение с обратной и прямой промывкой чистой водой, бесфильтровый

* Применение этого и ряда других рацпредложений, а также высокая организация труда, позволили довести в 1963–64 гг. (Западно-Казахстанская комплексная геолого-разведочная экспедиция) проходку на 1 станок УГБ-50 А до 750–950 п. м в месяц по породам III, IV, V категорий (с оборудованием всех скважин фильтрами и с извлечением обсадных труб). Рекордная проходка составила 1120 п. м. в месяц (Д. И. Волненко и др.).

способ эксплуатации и т. п.). Необходимо отметить, что бурение чистой водой еще не гарантирует от глинизации прифильтровую зону. Глинистый раствор, как показывает опыт Актюбинской и Уральской гидрогеологических экспедиций, может образовываться в процессе бурения чистой водой за счет размыва глин кровли водоносного горизонта.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев В. С., Бочевер Ф. М. Оценка сопротивления водозаборных скважин по опытным и эксплуатационным откачкам. Разведка и охрана недр. № 3, 1965.
2. Архидьяконских Ю. В., Сотников А. В. О некоторых результатах оценки сопротивления водозаборных скважин. Информация №№ 1–4. Серия гидрогеология и инженерная геология, выпуск 1–4, КазИМС, Алма-Ата, 1968.
3. Башкатов Д. Н. Выбор способа бурения и типа буровой установки для проходки гидрогеологических скважин. Разведка и охрана недр № 6, 1968.
4. Башкатов Д. Н. Выбор способа бурения, типа буровой установки и конструкции скважин на воду. В сб. Использование подземных вод. М., 1969.
5. Близнец Л. В. Прогрессивные способы бурения скважин на воду. В сб. Геол. территории Ниж. Дона и техн. геологоразв. работ. Ростов. ун-т, Ростов-на-Дону, 1970.
6. Володько И. Ф., Башкатов Д. Н. Конструкция скважин. В сб. Техн. проведения и методика обработки опытно-фильтрационных работ. М., 1969.
7. Власовский А. Н. Из опыта оборудования скважин фильтрами без вспомогательной колонны обсадных труб. Разведка и охрана недр № 6, 1959.
8. Вортман З. М. Практика ударно-канатного бурения на воду. Недр, 1966.
9. Вортман З. М. Цена пресной воды. Известия. 11 марта 1966.
10. Гаврилко В. М. Фильтры водозаборных, водопонижительных и гидрогеологических скважин. Госстройиздат. М., 1968.
11. Елисеев М. Я. Приспособление для непрерывной подачи воды при гидравлической посадке фильтров в водоносный пласт. Разведка и охрана недр № 1, 1966.
12. Квашин Г. П. Методы освоения водоносных горизонтов при роторном бурении скважин на воду. В сб. Пути повышения качества бурения скважин на воду. М., 1964.
13. Квашин Г. П. Передовой опыт сооружения скважин на воду в Западной Сибири. В сб. Использование подземных вод. М., 1969.
14. Ломоносов А. Я. Опыт проходки водоносных горизонтов с промывкой чистой водой. Разведка и охрана недр № 10, 1968.
15. Малахов В. Д. Ударно-механическое и вращательное бурение гидрогеологических скважин в предгорных районах. Разведка и охрана недр № 10, 1968.
16. Нишценко А. Я., Ткаченко В. П. Технология бурения и оборудования скважин проходимых роторным способом с обратной промывкой. В сб. Использование подземных вод. М., 1969.
17. Олейник В. В. Бурение скважин большого диаметра ударно-канатным способом. Изв. высш. учебн. заведений. Геол. и разведка № 9, 1968.

18. Петруша В. Я., Панасенко Г. П., Богарсукова Г. М. Использование подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения Ростовской области. В сб. Использование подземных вод. М., 1965.
19. Пучков Н. А. Мой опыт бурения скважин на воду. Гостоптехиздат. М., 1957.
20. Салтейский В. Л. Опыт бурения скважин на воду и организация буровых работ в Узбекской ССР. В сб. Использование подземных вод. М., 1969.
21. Тимохин В. Г. Повышение водообильности при ударно-механическом бурении в валунно-галечниковых отложениях. Разведка и охрана недр № 11, 1969.
22. Федотова И. А., Бронштейн М. Е., Демидов А. М., Малахов В. Д., Кожухов Е. В. Бурение гидрогеологических скважин в валунно-галечниковых отложениях. Темат сб. статей аспирантов и соискателей. М-во высш. и средн. спец. образования Каз. ССР. Геология, вып. 3, 1967.

Пермский университет

*ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ**И. А. Печеркин***КЛАССИФИКАЦИЯ ЭКЗОГЕННЫХ
ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
В ЗОНЕ КАМСКИХ ВОДОХРАНИЛИЩ**

Гидротехническое строительство в СССР в настоящее время приняло большие масштабы. Почти все крупные реки Европейской части Советского Союза перекрыты плотинами, а на некоторых из них созданы каскады водохранилищ. На р. Каме заполнены Камское и Воткинское водохранилища и в скором времени в строй вступит Нижне-Камское. Образование крупных водохранилищ существенным образом нарушает природную гармонию экзогенных геодинамических процессов в зоне побережья. Интенсификация процессов является отражением усложнившегося взаимодействия литосферы, атмосферы и гидросферы. Первые исследования переработки берегов начались в 1935–37 гг. на оз. Ленина и водохранилищах канала Москва – Волга. Проследивая эволюцию учения о развитии берегов водохранилищ, необходимо отметить, что сейчас оно обогатилось новыми взглядами. Появились многочисленные методики прогнозирования переработки берегов. Не излагая их сущности, отметим, что все методики ведущими и определяющими факторами считают гидродинамическую активность наступающего водохранилища. Многочисленность методик прогнозирования подчеркивает сложность вопроса и многообразие природных условий.

Однако переработка берегов водохранилищ это не только волновая абразия, но и многие другие взаимно связанные и взаимно обусловленные процессы внешней геодинамики. Большое внимание процессам экзогеодинамики уделялось на Байкальском научно-координационном совещании по изучению берегов, проходившем в г. Иркутске в 1961 г. В своих рекомен-

дациях Совецание отмечало «несмотря на некоторые успехи, достигнутые в области изучения геологических процессов, последние по-прежнему составляют обширный круг неразрешенных вопросов в общей проблеме пространственного формирования берегов». Особое внимание рекомендуется обратить на берега, сложенные просадочными, растворимыми и мерзлыми породами. Указывается на необходимость выяснения роли оползневых процессов и выветривания в переработке берегов.

Изложенное показывает, что в исследованиях последнего десятилетия геологическая среда перестает фигурировать как пассивный фон, на котором развивается ветроволновая деятельность водохранилища. В действие вводятся геологические процессы. Зачастую они разрушают берега значительно больше, нежели волнение. Роль абразии наиболее отчетливо проявляется при разрушении берегов, сложенных рыхлыми песчано-глинистыми породами, но сводится к минимуму при формировании растворимых берегов. Разрушение лессовидных берегов так же может протекать без волнения.

Геологическая деятельность водохранилища обусловлена абразией (в верхних частях – эрозией), транспортом и аккумуляцией наносов. Поскольку абразия проявляется здесь в качественно новом виде, то она интенсифицирует ранее дремавшие процессы. Создаются благоприятные условия для овражной и склоновой эрозии, выветривания, оползней, карста. Появляется новый процесс – всплывание торфяников, характеризующий собой формирование биогенных берегов. Новая среда обуславливает и количественные изменения в протекающих процессах. Усиливается их механическое воздействие на породы, слагающие берега. Прежде всего происходит дробление породы на обломки самой различной крупности. Между физическими свойствами транспортируемого материала и средой, в которой он находится, возникают сложные, порою противоречивые, взаимодействия.

Механическая дифференциация материала способствует дальнейшему дроблению и истиранию, т. е. его количественным изменениям. На определенном этапе этого количественного процесса наблюдается качественный скачок и вещество приобретает новые свойства. С позиций физической химии новые качества связываются с ростом удельной поверхности и отражаются в неподчинении силе тяжести, появлении электрического заряда на поверхности частиц и др. На смену законам механики приходят законы физической химии [7]. Подобный переход количества в качество наблюдается при взаимодействии любой среды и процесса. Например, интенсивность эрозийных процессов связана с количеством воды, проходящей в единицу вре-

мени. Абразия обусловлена интенсивностью ветро-волнового режима, карст – уровненным режимом прилегающего водоема и т. д.

Специфика экзогенных геодинамических процессов заключается в том, что они протекают на границе литосферы, гидросферы, атмосферы и характеризуются зональностью [8]. Поэтому, рассматривая процессы в логической связи и взаимной обусловленности, их нельзя отрывать от конкретных физико-географических ситуаций и тектонических движений. Последние часто определяют не только характер, но и интенсивность процессов, усложняя взаимоотношение отмеченных геосфер. Общим энергетическим источником для всех экзогенных геодинамических процессов является Солнце. Оно обуславливает циркуляционные процессы в атмосфере и ее влияние на литосферу.

Еще одной очень важной особенностью геодинамических процессов является их направленность и необратимость. Все процессы создают формы, характерные только для них, работа процесса направлена в сторону разрушения существующего рельефа и приводит к формированию рельефа более приспособленного к сложившейся геодинамической обстановке. Следовательно, процессы не только взаимосвязаны, но и взаимно антагонистичны. Например, эрозия и абразия вызывают оползни, но эти же процессы и уничтожают их. Выветривание своими продуктами питает оползни, оно же способствует уничтожению оползневых тел.

Все вышеизложенное позволяет говорить о том, что экзогенные геодинамические процессы определяют формирование надводного и подводного рельефа в зоне водохранилищ и изучение их имеет большое научное и практическое значение. Поэтому целесообразно проводить генетическую классификацию процессов. Существует несколько видов классификаций экзогенных геодинамических процессов [4, 5, 6, 9, 10, 12]. Разбор существующих классификаций с соответствующей критикой в своей работе дает Н. И. Николаев [9]. Здесь же приводится его генетическая классификация физико-геологических процессов. В зависимости от решаемых задач, принципов и критериев, положенных в основу, меняется характер классификаций экзогенных процессов. Имеются общие (генетические), частные и региональные классификации. В связи с решением инженерно-геологических задач процессы внешней геодинамики классифицировал Ф. П. Саваренский [12], Е. Г. Качугин [5]. Гравитационные движения горных пород на склонах рассматривал Г. С. Золотарев [4]. П. Н. Панюков [10] в основу классификации физико-геологических процессов закладывает

энергетический критерий. Он делит все экзогенные процессы на три группы. Внешние – обязаны своим проявлением механической энергии поверхностных вод и воздушных масс (смыв, размыв, дефляция). Внутренние – обусловлены химической и тепловой энергией подземных вод (выветривание, выщелачивание, гидратация). Выделяются и промежуточные процессы. Одна из последних классификаций принадлежит Ф. В. Котлову [6]. В ней рассматриваются процессы и явления, обусловленные инженерной и хозяйственной деятельностью человека (антропогенные процессы).

Изучая экзогенные процессы под различными углами зрения исследователи используют и различную терминологию. В одних случаях они называют их физико-геологическими, в других – инженерно-геологическими, в третьих – антропогенными (поскольку причиной их появления является промышленная и хозяйственная деятельность человека). Наиболее неудачным, видимо, является термин физико-геологические процессы, поскольку он формально перенесен из географии [3]. Автор считает, что в рассматриваемом в статье вопросе целесообразнее применять термины экзогенные геодинамические процессы. Это сочетание терминов наиболее полно отображает природу, характер и динамику процессов.

Изложенное показывает, что геологический процесс необходимо рассматривать как развитие отдельных явлений, определяющих собою разные фазы проявления данного процесса. С другой стороны в любом явлении можно видеть действие не одного, а нескольких процессов, хотя один из них определяет характер и особенности наблюдаемого явления [9].

В основу классификации экзогенных геодинамических процессов, проявляющихся в зоне воздействия камских водохранилищ, автор закладывает два критерия. Первый – определяет агента, обуславливающего течение процесса (гравитация, вода, воздух, организмы), а второй – обстановку, в которой процесс протекает. В природной обстановке процессы тесно переплетаются и несколько различных процессов могут быть обусловлены одной и той же причиной.

Экзогенные геодинамические процессы в зоне водохранилищ происходят в субаквальной, субаэральной и субтерральной обстановках (рис. 1). Новая среда, которая возникает при образовании водохранилища, усиливает механическое и химическое воздействие воды на берега. Порода прежде всего выветривается и уже в коренном залегании дробится на обломки самой различной величины. Происходит деструкция материнской породы. Денудационные процессы смещают и переносят продукты выветривания, которые впоследствии при нали-

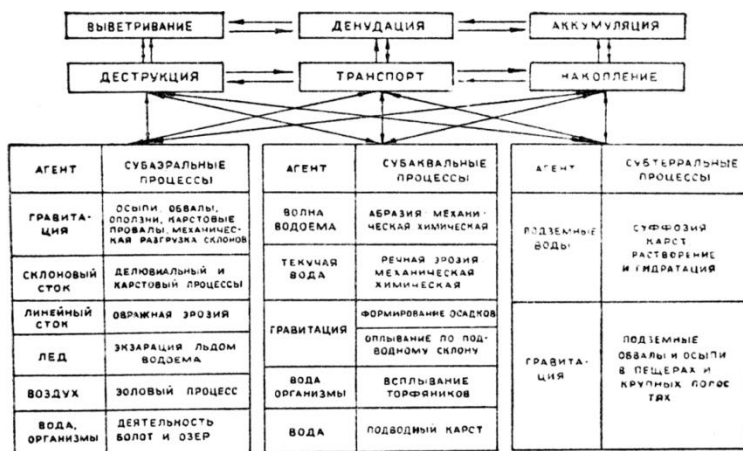


Рис. 1. Генетическая классификационная схема экзогеодинамических процессов в зоне камских водохранилищ



Рис. 2. Интенсивность проявления геодинамических процессов в различных зонах водохранилища

ции благоприятных условий аккумулируются. Транспорт материала происходит в виде движения делювия на склоне под действием сил гравитации, волочения обломков по дну водоемов, переноса в коллоидальном и растворенном состоянии. Накопление переносимого материала происходит там, где теряется живая сила потока или меняется физико-химическая среда.

Общий процесс формирования берегов водохранилищ складывается из частных процессов: выветривания, абразии, эрозии, оползней, карста и др. Каждый из этих процессов рассматривается не только как фактор смещения и переноса материала в том или ином виде, но и как фактор разрушения и отложения. Следовательно, действие каждого из процессов должно подразделяться на три этапа: разрушение, перемещение продуктов разрушения и их отложение.

Таким образом, общее направление экзогенных геодинамических процессов в зоне водохранилищ – это планация рельефа. На интенсивность проявления того или иного процесса большое влияние оказывает физико-географическая среда (условия) и тектонические движения (факторы). Энергетическим источником всех экзогенных процессов на Земле является солнечная радиация, а самым мощным ее аккумулятором может быть только вода. Следовательно, участие воды в экзогеодинамических процессах совершенно необходимо и определяет их интенсивность и характер течения.

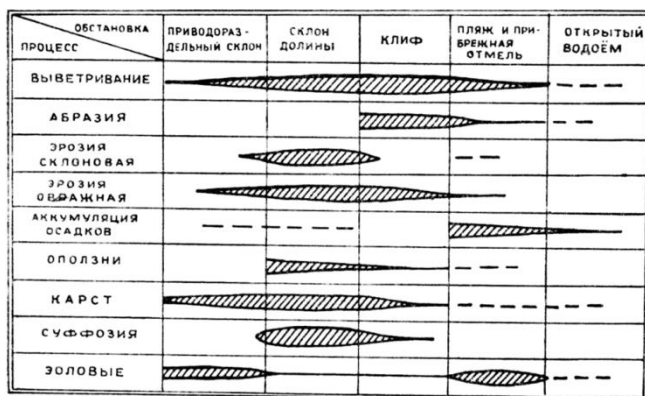


Рис. 3. Интенсивность развития геодинамических процессов в различных геоморфологических обстановках побережья и водохранилища

Интенсивность проявления основных процессов внешней геодинамики меняется в различных зонах водохранилища (рис. 2), в зависимости от геоморфологической обстановки в водоеме и на побережье (рис. 3), на различных генетических типах берегов (рис. 4). Наиболее активно преобразование берегов происходит в нижней и средней частях водохранилищ и на участках озеровидных расширений речной долины. В некоторых случаях именно геоморфологические условия, выражаю-

щиеся в строении долины, наличии или отсутствии речных террас, определяют весь ход процесса формирования новых берегов и обуславливают их генетический тип.

ПРОЦЕССЫ	Т И П Б Е Р Е Г А					
	ОВВАЛЬНО - ОСЫПНОЙ		ОПОЛЗНЕВОЙ	ЗАКАРСТОВАННЫЙ	НИЗКИЙ БЕРЕГ ЗАТОПЛЕНИЯ	
	РЫХЛЫЕ	КОРЕННЫЕ			В АЛЛЮВИИ	В ВНЕГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ
ВЫВЕТРИВАНИЕ	-----				-----	-----
АБРАЗИЯ					-----	-----
АККУМУЛЯЦИЯ ОСАДКОВ		-----	-----	-----		-----
ВСПЛЫВАНИЕ ТОРФЯНИКОВ	-----	-----	-----	-----	-----	
ЭРОЗИЯ СКЛОНОВАЯ					-----	-----
ЭРОЗИЯ ОБРАЖНАЯ					-----	-----
ОПОЛЗНИ	-----	-----			-----	-----
КАРСТ	-----	-----	-----		-----	-----
СУФУЗИЯ		-----			-----	-----

Рис. 4. Интенсивность проявления геодинамических процессов на различных генетических типах берегов

ФОРМАЦИЯ	ФАЦИЯ	ХАРАКТЕР ОСАДКОВ	ЗОНЫ ВОДОХРАНИЛИЩА			ПРОЦЕССЫ
			НИЖНЯЯ	СРЕДНЯЯ	ВЕРХНЯЯ	
ВОДОХРАНИЛИЩА	ЗОНЫ ПОДТОПЛЕНИЯ	БОЛОТНЫЕ И ОЗЕРНЫЕ ГЛИНЫ, ТОРФ				ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД, ВЫЗЫВАЮЩАЯ ПОДПОР ПОДЗЕМНЫХ ВОД, ПОДТОПЛЕНИЕ И ЗАБОЛАЧИВАНИЕ
	ПЛЯЖА	ПЕСОК, ГАЛЬКА, ГЛЫБЫ				ВЫВЕТРИВАНИЕ, АБРАЗИЯ, ТРАНСПОРТ, АККУМУЛЯЦИЯ
	ПРИБРЕЖНОЙ ОТМЕЛИ	ГАЛЬКА, ПЕСОК				ЭРОЗИЯ, ОВВАЛЫ, ОСЫПИ
	ОТКРЫТОГО ВОДОЕМА	АЛЕВРИТЫ, ГЛИНЫ, ОРГАНИЧЕСКИЕ ИЛЫ, ХИМИЧЕСКИЕ ОСАДКИ				ТРАНСПОРТ, АККУМУЛЯЦИЯ, ВСПЛЫВАНИЕ ТОРФЯНИКОВ, АНТРОПОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Рис. 5. Генетические типы отложений и процессы, обуславливающие их образование в различных зонах водохранилищ

Весь комплекс процессов, протекающих на побережье и ложе водоема создает совершенно новую формацию осадочных образований (рис. 5). По своему характеру отложения несколько напоминают озерные образования, но взаимоотноше-

ние между фациями осадков, ввиду непостоянства уровневого режима водоема, здесь гораздо сложнее. Подтопление на берегах вызывает интенсивное заболачивание террасовых отложений. На существующих болотных массивах, затопленных водохранилищем, происходит разрушение торфяников. Они всплывают, разбиваются ветром, частично уносятся ветром и течениями во взвешенном состоянии в нижний бьеф плотины, а частично осаждаются на дно водоема. Надо полагать, что вследствие этого в значительной мере повышается органическая составляющая формирующихся осадков. Совершенно новым процессом (обусловленным деятельностью человека) является формирование осадков химического происхождения. Прогрессирующий сброс отходов химической промышленности в водоем всецело определяет этот процесс.

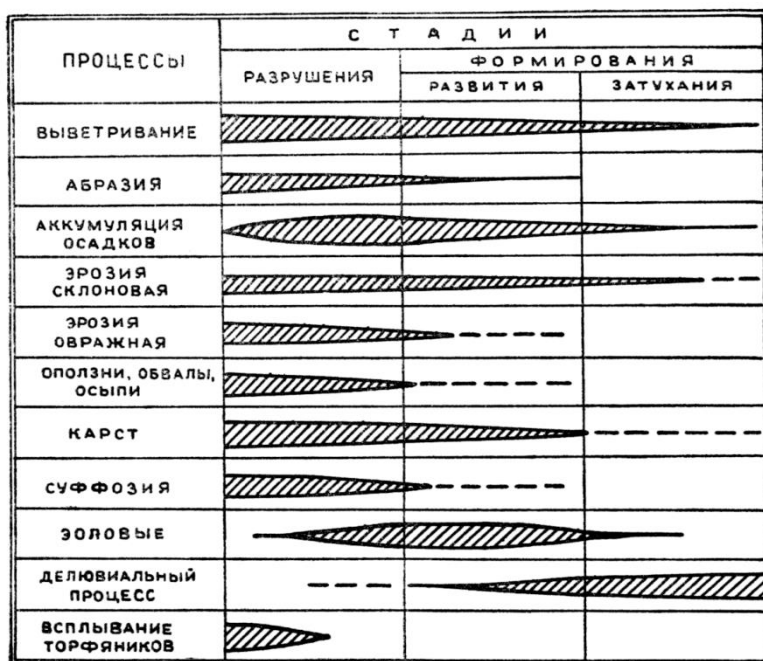


Рис. 6. Интенсивность геодинамических процессов на различных стадиях развития берегов водохранилищ

Особенное внимание следует обратить на развитие геодинамических процессов во времени (рис. 6). Наиболее интенсивное разрушение берегов водохранилищ и образование аккумулятивных осадков происходит на первой стадии развития берегов водохранилищ.

мулятивных форм подводного рельефа происходит в первые 10–15 лет. Впоследствии процесс несколько снижает свою интенсивность. Среди исследователей широко распространено мнение о конечной стадии переработки (иногда добавляют практического значения) и затухании размыва. На этом принципе основаны методики прогнозирования берегоразрушения. Наблюдения на Рыбинском, Днепровском и других водохранилищах, существующих уже несколько десятков лет, позволяют ставить под сомнение выработку «профиля равновесия» берегов и прибрежной отмели.

Высказанные положения хорошо подтверждаются наблюдениями за современным размывом берегов рек, озер, морей. Казалось бы за геологически длительное время существования берега этих водоемов должны выработать свой профиль равновесия и отмель, гасящую волны любой величины. Однако и до настоящего времени они отстают со скоростью 2–3 м/год. Такая же картина наблюдается и на причерноморских лиманах, которые В. М. Воскобойников [2] рассматривает как аналоги днепровских водохранилищ. Колебательные движения земной коры все время нарушают формирующийся профиль равновесия. Они обуславливают перекосы чаши водоемов [1], активизацию размывов на участках ранее бывших аккумулятивными. Кроме того, за геологически длительное время многократно меняются гидрологические условия водоемов и климатическая обстановка [11]. Река может изменить свою водность, превратиться в озеровидный водоем и даже изменить направление своего течения в диаметрально противоположном направлении. Наконец, формирование прибрежной отмели в условиях переменного подпора это не простой процесс отодвигания берега в сторону водораздела и наращивания отмели аккумуляцией со стороны водоема. Отмели ежегодно подвергаются размыву и порою самой неожиданной перестройке как в надводной (обнажающейся при сработке), так и подводной частях. Меняются углы ее наклона, фракционный состав осадков в шлейфе и на отмели.

В заключение следует отметить, что характер осадков формации водохранилищ будет меняться в зависимости от климатической зоны и литологии перерабатываемых волнами отложений. Отдельные фации осадков могут быть представлены очень слабо и наоборот. Например, в области развития закарстованных берегов, сложенных сульфатными отложениями, практически отсутствует фация прибрежной отмели. Даже в условиях одного водохранилища определенная современная фация может быть представлена различными по крупности и литологии осадками. Все это заставляет очень внима-

тельно относиться к процессам осадконакопления в водохранилищах и выделять новую формацию осадочных образований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Верещагин Г. Ю. К вопросу о неравномерности поднятия берегов Онежского озера. Гос. гидрологический институт. Тр. Олонецкой научной экспедиции, ч. 3, в. 2, 1931.
2. Воскобойников В. М. Геологические закономерности длительного развития берегов удлиненных водоемов. Автореферат диссертации, представленной на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Одесса, 1967.
3. Емельянова Е. П., Золотарев Г. С. Оползни СССР и вопросы их изучения. Мат. Совещания по вопросам изучения оползней и мер борьбы с ними. Киев, 1964.
4. Золотарев Г. С. Опыт классификации гравитационных движений горных пород на склонах в инженерно-геологических целях. Уч. зап. Московского университета, в. 176. Геология, 1956.
5. Качугин Е. Г. О деформациях склонов под действием силы тяжести. Сб. Гидрогеология и инженерная геология № 8, ВСЕГИНГЕО, 1941.
6. Котлов Ф. В. Классификация инженерно-геологических процессов и явлений. Мат. к научно-технической конференции по инженерным изысканиям, 11–15 мая 1967 г. М., 1967.
7. Крашенинников Г. Ф. Взаимодействие форм движения материи в литогенезе. Философские вопросы геологических наук. Изд. МГУ, 4967.
8. Максимович Г. А. Геодинамические зоны Земли. ДАН СССР, геология, т. 70, № 3, 1950.
9. Николаев Н. И. Опыт построения генетической классификации экзогенных физико-геологических процессов. Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода. VII, в. 1. М.-Л., 1948.
10. Паниюков П. Н. К классификации и характеристике физико-геологических явлений. Тр. Лаборатории гидрогеологических проблем, т. XXXV, Вопросы устойчивости склонов. 1961.
11. Печеркин И. А. Геодинамика побережий камских водохранилищ. Часть 1. Инженерно-геологические условия, 1966.
12. Саваренский Ф. П. Инженерная геология. ГОНТИ, 1939.

Пермский университет

В. М. Тюрин

ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ ДИНАМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ АЛЛЮВИЯ

Аллювиальные отложения формируются в условиях подвижных сред. Каждая обломочная частица при этом испытывает силовое воздействие перемещающего и отлагающего ее потока. Процесс формирования аллювия является сложным, протекающим при взаимодействии совокупности факторов [2,5]. Ведущая роль в перемещении и отложении обломочных частиц в условиях речных потоков принадлежит механическому воздействию потоков на обломки [8].

Характер течения жидкости по отношению к обтекаемому ею твердому телу может быть двояким: ламинарным и турбулентным [4]. Показателем ламинарности и турбулентности течения является число Рейнольдса (Re):

$$Re = \frac{\rho u a}{\eta}$$

где η – вязкость жидкости; ρ – плотность жидкости; u – скорость течения жидкости; a – радиус обтекаемого тела.

Устойчивое ламинарное течение происходит при числах Рейнольдса меньше 1700. При больших значениях Re течение становится турбулентным.

В зависимости от характера течения разные значения имеют вязкость и плотность жидкости в величине силы, с которой жидкость действует на твердое тело. При ламинарном течении решающее значение имеет вязкость жидкости, плотность же ее не влияет на (величину силы. При турбулентном течении сила, с которой жидкость действует на обтекаемое ею твердое тело, зависит от размеров этого же тела, скорости течения и плотности жидкости. Вязкость жидкости при турбулентном ее течении значения не имеет, за исключением пограничного слоя, толщина которого тем меньше, чем больше число Рейнольдса. В общем виде величина силы (F) выражается формулой:

$$F = \rho u^2 a^2 f(Re)$$

Решить же задачу по определению величины силы, действующей на твердое тело, в общем виде почти невозможно [4]. Еще более сложной эта задача является по отношению к рекам.

Реальные речные потоки имеют турбулентный характер течения [3, 1]. Любую реку нельзя рассматривать как поток чистой воды, а необходимо учитывать взвешенные и влекомые частицы, являющиеся ее органической частью. Учет режима обломочных частиц является столь же важным при анализе динамических характеристик речного потока, как и водного режима [12]. На транспортирующую деятельность реки влияют источники ее питания, характер формирования стока, мутность, режим изменения скоростей внутри потока, выраженность и колебания паводко-меженных уровней, строение ложа и берегов, уклон дна долины, глубина и ширина ее, изменение климата, наличие притоков и др. [1, 3, 9, 11, 12].

В свою очередь, миграционная способность обломочных частиц зависит от их удельного веса, крупности, свойств магнитности, смачиваемости, наличия включений, трещиноватости, глубины выветрелости и др., но все это многообразие отдельных признаков опосредуется через динамику среды осадкообразования. Обломки пород и минералов локализуются в определенных динамических условиях речного потока соответственно со своими физико-механическими особенностями [7, 11].

Показателем динамических условий формирования аллювиальных отложений может служить модуль аккумуляционной динамики [10]:

$$МАД = Ma \cdot d$$

где МАД – модуль аккумуляционной динамики в г/см^2 ;

Ma – средний размер зерен обломочного материала в см ;

d – удельный вес отложений в г/см^3 .

Анализ значений модуля аккумуляционной динамики позволил рассмотреть аллювиальные отложения с учетом роли динамического состояния среды их формирования. В таблице 1 приведены результаты гранулометрического и динамометрического составов горного (проба 28-СС) и равнинного (проба 5) аллювия, а также отложений волноприбойной полосы (проба 135-СС). Проба 28-СС отобрана из отложений прирусловой отмели р. Северной Сосьвы, в верхнем ее течении. Проба 5 представляет также отложения прирусловой отмели, но типично равнинной р. Тары (правый приток р. Иртыша). Проба 135-СС отобрана из отложений волноприбойной зоны р. Северной Сосьвы, примерно, в 3 км выше пос. Березово. Здесь наблю-

Т а б л и ц а 1

Гранулометрический и динамометрический состав аллювия

Классы крупности, мм	Проба 28–СС		Проба 5		Проба 135–СС	
	содержание, %	динамическая доля, %	содержание, %	динамическая доля, %	содержание, %	динамическая доля, %
112 ¹	13,77 (2,72) ²	41,81	–	–	–	–
53 ¹	15,61 (3,13)	25,82	–	–	–	–
40–20	27,18 (2,86)	23,25	–	–	–	–
20–10	13,96 (2,90)	6,05	–	–	–	–
10–7	5,51 (2,80)	1,31	–	–	–	–
7–5	4,32 (2,69)	0,70	–	–	–	–
5–2,5	5,90 (2,86)	0,63	–	–	–	–
2,5–1,6	3,72 (2,85)	0,22	–	–	–	–
1,6–1	2,92 (2,80)	0,10	–	–	–	–
1–0,63	2,79 (2,80)	0,06	0,01	0,24	0,01	0,06
0,63–0,4	2,09 (2,82)	0,03	0,06	0,91	0,04	0,15
0,4–0,315	0,92 (2,83)	0,01	0,05	0,52	0,10	0,25
0,315–0,2	0,87 (2,84)	0,01	0,64	4,84	4,71	8,55
0,2–0,16	0,14 (2,85)	+ ³	1,65	8,72	17,76	22,53
0,16–0,1	0,14(2,85)	+	6,72	25,65	70,32	64,42
0,1–0,063	0,09 (2,77)	+	11,10	26,58	7,02	4,03
0,063–0,05	0,03 (2,78)	+	6,62	10,99	0,02	0,01
0,05–0,01	0,04 (2,73)	+	14,74	12,98		
менее 0,01			58,41	8,57	0,02	+
Сумма	100	100	100	100	100	100
Ма, мм	31,33		0,03		0,14	
d, г/см ³	2,83		2,71		4,24	
МАД, г/см ²	8,87		0,01		0,06	

¹ Средний диаметр зерен определен непосредственными измерениями² Удельный вес зерен данного класса в г/см³³ Значение признака ниже учитываемого предела

дается озеровидное расширение реки (радиусом до 6 км), в пределах которого локализуется как бы естественное водохранилище. В пробу отобран тонкий темный слой материала, обогащенного относительно тяжелыми минералами.

Отложившийся в конкретном месте материал накапливался в продолжение какого-то промежутка времени в условиях изменяющихся динамических состояний потока. При этом, при определенных динамических состояниях реки отлагались обломки определенного качества. На основе этих представлений рассчитана динамическая доля (динамометрический состав) частиц каждого класса крупности по значениям их содержаний и МАДов. Динамическая доля обломков каждого размера находилась в процентах от суммы (приравниваемой к 100 %) произведений значений модуля аккумуляционной динамики соответствующего класса крупности на его содержание (табл. 1).

По В. А. Полянину [6] аллювий складывается преимущественно обломками, которые соответствуют спаду максимальной скорости течения реки. Таким образом любой поток активен только в паводковый период, а меженное состояние в гораздо меньшей мере влияет на итоги его геологической деятельности

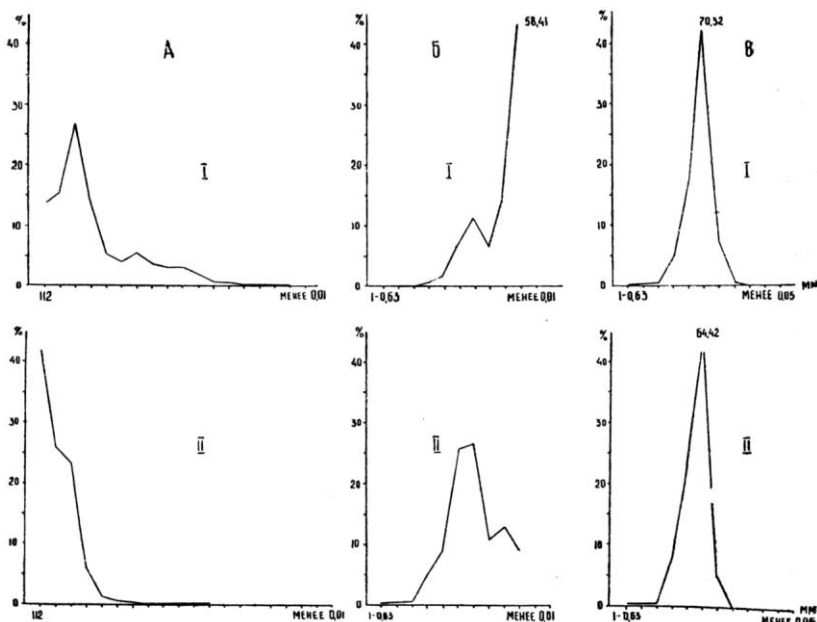


Рис. 1. Кривые гранулометрического (I) и динамометрического (II) составов аллювия: А – горного; Б – равнинного; Б – отложенный волноприбойной зоны

Т а б л и ц а 2

**Средневзвешенные содержания минералов тяжелой фракции
в аллювии р. Тары (в объемно-весовых %)**

Минералы ¹	№ пробы						
	5	18	28	60	76	87	113
Амфибол	0,045	0,020	0,060	0,088	0,056	0,055	0,028
Анатаз	+	+	+	0	+	0,003	+
Андалузит	0,001	0,001	0,002	0,008	0,004	0,003	0,001
Апатит	0,005	0,005	0,009	0,014	0,003	0,006	0,003
Барит	+	0	0	0	0	0	0
Брукит	0	0	0	0	+	0	0
Гематит	0,001	+	0,001	+	+	+	+
Гранат	0,012	0,012	0,016	0,034	0,015	0,015	0,016
Дистен	0,009	0,004	0,008	0,009	0,013	0,008	0,003
Золото	0	0	0	0	+	+	0
Ильменит	0,046	0,036	0,051	0,100	0,034	0,056	0,066
Лейкоксен	0,018	0,014	0,032	0,057	0,045	0,020	0,025
Лимонит	0,002	0,004	0,002	0,017	0,006	0,004	+
Магнетит	0,001	+	+	0,001	0,001		0,001
Молибденит	0	0	0	0	0	+	0
Пирит	0	0	0	0	+	+	+
Пиролозит	0	+	0	0	0	0	+
Пироксен	+	0	+	0	+	+	0,001
Рутил	0,001	0,001	0,001	0,003	0,001	0,001	0,001
Силлиманит	0	0	0	0	+	0	0
Слюда	0,014	0,010	0,020	0,026	0,024	0,016	0,016
Ставролит	0,006	0,005	0,006	0,027	0,012	0,010	0,007
Сфен	0,006	0,004	0,018	0,019	0,012	0,009	0,008
Титано-магнетит	0	0	0	0	0,038	0	0
Турмалин	0,027	0,009	0,023	0,043	0,022	0,023	0,012
Халькопирит	0	0	0	0	0	0	+

Минералы ¹	№ пробы						
	5	18	28	60	76	87	113
Хромит	0	+	0	0,001	0	0	+
Циркон	0,005	0,004	0,008	0,009	0,008	0,008	0,007
Шпинель	0	0	0	0	0	+	0
Эпидот	0,272	0,217	0,457	0,780	0,389	0,376	0,211
С у м м а	0,471	0,346	0,714	1,236	0,683	0,613	0,406
$d, \text{г/см}^3$	2,71	2,70	2,69	2,67	2,66	2,65	2,65
МАД, г/см^2	0,008	0,011	0,019	0,043	0,37	0,032	0,013

¹ Минералогические определения проведены З. А. Созыкиной.

[12]. Анализ кривых динамометрического состава (рис. 1), построенных по данным таблицы 1, подтверждает эти представления в отношении горного аллювия (рис. 1, А, II). Кривая динамометрического состава представляет крутопадающую линию. Из анализа этой кривой следует также, что в горном аллювии накапливаются малоподвижные обломки, а легкоподвижные выносятся. Следовательно, при определенных условиях в горном аллювии будут формироваться месторождения полезных ископаемых за счет накопления малоподвижных минералов.

Равнинный аллювий накапливается равномерно (рис. 1, Б, II). Причем идет отложение легкоподвижных обломков, и формирование россыпей здесь динамически не обусловлено.

В условиях волноприбойной деятельности накапливаются обломки средней подвижности (рис. 1, В, II). Малоподвижные частицы здесь составляют незначительную долю, а легкоподвижные обломки выносятся, что может привести к скоплению материала узкокласифицированного качества.

Минералогическое изучение аллювия показало зависимость концентрации отдельных минералов от значений модуля аккумуляционной динамики отложений (табл. 2). Исследуемые пробы отобраны из отложений прирусловой отмели р. Тары на участке ее течения между поселками Биаза-Кыштовка. Опре-

деление минералов проведено в тяжелой фракции, разделенной по размеру на девять классов.

Наибольшие средневзвешенные содержания практически всех из определенных минералов (всего учтено 30 минералов) свойственны пробе 60, модуль аккумуляционной динамики которой имеет самое высокое значение ($0,043 \text{ г/см}^2$). Меньшие содержания свойственны пробам, показатель динамических состояний аккумуляции которых ниже. Аналогичная зависимость отмечается и для суммарного содержания изученных минералов.

Использование модуля аккумуляционной динамики способствует более глубокому пониманию процесса формирования аллювия. Благодаря такому подходу возможно направленное исследование частных факторов процесса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аполлов Б. А. Учение о реках. Изд. Моск. ун-та, 1963.
2. Апродов В. А. Опыт характеристики гранулометрии материала песчано-гравийного месторождения статистическими методами обработки разведочных данных. Разведка недр, № 22, 1937.
3. Великанов М. А. Движение наносов. Изд. Мин. речного флота СССР, М., 1948.
4. Ландау Л. Д., Ахиезер А. И., Лифшиц Е. М. Курс общей физики. Наука, М., 1969.
5. Максимович Г. А. Происхождение аккумулятивного комплекса речных террас. Докл. АН СССР, т. XXX, 16, 1941.
6. Полянин В. А. Литологические исследования четвертичных отложений долин Волги и Камы на территории Татарии. Уч. зап. Казанского ун-та, т. 117, кн. 4, 1957.
7. Попов В. И. Динамический принцип фациального анализа осадочных формаций. В сб. «Физические и химические процессы и фации», Наука, М., 1968.
8. Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, часть 4. Госнаучтехиздат, М.–Л., 1940.
9. Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Изд-во Ленингр. ун-та, 1947.
10. Тюрин В. М. К методике изучения аллювиальных отложений. В сб. «Природа и хозяйство Севера». Изд. АН СССР, Северный филиал, Апатиты, 1970.
11. Шанцер Е. В. О генетических типах континентальных отложений и генетических типах россыпей. В сб. «Геология россыпей», Наука, М., 1965.
12. Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. Наука, М., 1966.

Пермский университет

В. И. Каченов

**К ОЦЕНКЕ СТЕПЕНИ УСТОЙЧИВОСТИ
ОПОЛЗНЕВОГО КОСОГОРА
У ПОС. НОВОИЛЬИНСКОГО
(Воткинское водохранилище)**

Как отмечалось уже рядом исследователей [1, 4, 5], создание Воткинского водохранилища вызвало на побережье активизацию оползневых явлений. Новых оползней (с захватом приводораздельного пространства) не наблюдается. В движение пришли нижние ярусы (у ярусных) и ступени (у ступенчатых) старых, ранее стабилизировавшихся оползней. Происходит повсеместное образование оползней-блоков, оползней-срывов, сплывин и даже оползней выдавливания объемом до 300–500 тыс. м³.

Примером одного из них является оползень, расположенный в районе Новоильинского рейда II участка (260 км выше плотины Воткинской ГЭС). Высота подпора на данном участке составляет всего 1,5–2,0 м. Поэтому наряду с абразионной подрезкой большую роль в переработке склона играет боковая и глубинная эрозия р. Камы. В течение голоцена средняя скорость боковой эрозии составляла 0,04 м/год. При первой очереди наполнения водохранилища изменений в рельефе берега не наблюдалось. Происходили небольшие срывы дернового покрова и отчленение в основании склона незначительных блоков, все увеличивающих крутизну склона нижней ступени древнего оползня.

Весной 1964 г. эрозия и подпор подземных вод при второй очереди наполнения создали условия для крупного оползневого смещения. Форма в плане оползшего тела – циркуобразная, объем составил около 350 тыс. м³. Протяженность оползневого амфитеатра вдоль берега до 200 м, максимальная ширина – 40 м, глубина захвата превышает 40 м. Оползень обра-

зовался в коренных песчано-глинистых отложениях уфимского яруса.

При смещении тело разбилось на отдельные блоки поперечником до 20 м. Трещины носили раскрытый характер шириной 1,0–1,2 м, глубиной 2–3 м. Рельеф оползневого тела бугристый, сильно изрезанный трещинами. Поверхность покрыта «пьяным лесом», иногда деревья при падении образуют непроходимые завалы. В западинах рельефа скапливается вода, образующая небольшие озера с глубиной до 1,5 м, вытянутые вдоль берега. Питание их происходит видимо за счет подземных вод, т. к., имея небольшие водотоки к водохранилищу, уровень воды в них практически остается неизменным. Стенка срыва имеет крутое (до 70°) падение и высота ее около 15 м. В результате горизонтального смещения оползень выдвинулся в водоем на 20–30 м.

На основании полевых наблюдений и камеральной обработки материалов был сделан расчет устойчивости образовавшегося оползня. Прогнозирование оползневых смещений очень сложная и трудоемкая задача. Прежде всего надо отметить, что достоверность прогноза зависит от точности знаний механизма этого явления и его основных закономерностей. Механизм оползневого процесса изучен еще недостаточно, вследствие этого и методы прогноза не могут быть совершенными. Имеющиеся методики прогнозирования позволяют с достаточной точностью определить коэффициент устойчивости склона, но время образования нового или подвижки старого оползня по ним определить практически невозможно. Достаточно надежной методики расчета устойчивости оползневых склонов на побережье водохранилищ в настоящее время пока нет.

Достоверность расчета устойчивости склона зависит от расчетной схемы и от расчетных показателей [3]. Расчетными показателями являются объемный вес горных пород и их сопротивление сдвигу. Объемный вес определить просто, определение же сопротивления сдвигу зависит от методики опыта и может варьировать в широких пределах.

Показатель сопротивления сдвигу может быть определен в лабораторных условиях на срезных приборах и методом одноосного или трехосного сжатия, в полевых условиях – вырезанием крупных монолитов или обрушением стенки шурфа. Е. П. Емельянова [2, 3] предлагает определение показателей сопротивления сдвигу производить путем обратного пересчета на основе анализа наблюдаемых оползневых смещений.

Обратный пересчет является единственно надежным методом определения среднего сопротивления горных пород сдви-

гу, т. к. прочность пород в массиве и в отдельной его точке различна.

Используя метод обратного пересчета, мы определили среднее сопротивление сдвигу по поверхности смещения оползневого блока в районе II участка Новоильинского рейда. Как указывалось выше, склон представляет нижнюю ступень огромного древнего оползневого массива. Коренные породы, слагающие склон, раздроблены, условия залегания сложные. В верхней части склона широко развиты делювиальные отложения. Оценить сопротивление пород сдвигу в лабораторных условиях в виду их сильной разрушенности невозможно. Абразией и боковой эрозией было уничтожено 455 м^3 на м пог. берега, что и привело в несоответствие крутизну и высоту склона (рис. 1).

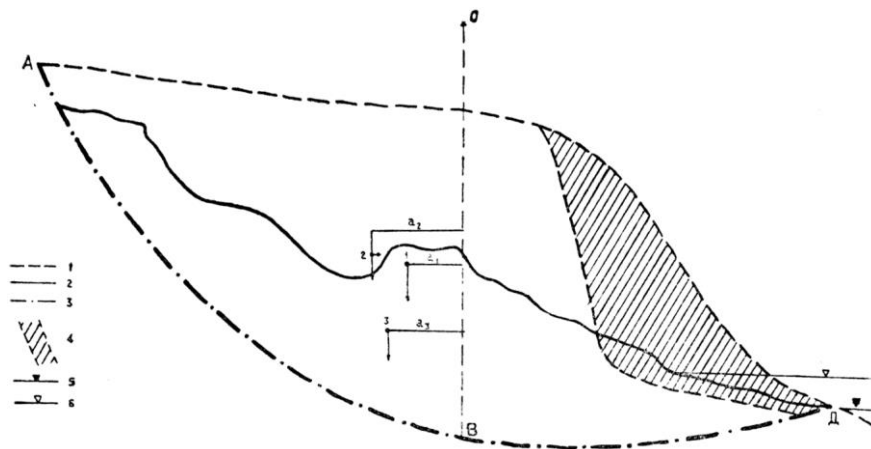


Рис. 1. Схема для обратного пересчета оползневого массива у пос. Новоильинского: 1 – склон до оползания, 2 – склон после оползания, 3 – поверхность оползания, 4 – часть склона, срезанная абразией, 5 – уровень р. Камы, 6 – уровень водохранилища (НПГ)

Поверхность скольжения возможно имеет более сложную конфигурацию, но для упрощения расчетов мы заменили ее на рисунке поверхностью кругового цилиндра с радиусом 95 м и центром в точке O. По рисунку определяем следующие величины: объемы горных пород (на 1 пог. м склона) в пределах части склона, ограниченной поверхностью скольжения, до создания водохранилища – $V_1 = 3389,6 \text{ м}^3$, после подрезки склона абразией $V_2 = 2934,8 \text{ м}^3$, после оползания и уничтожения ополз-

невых масс абразией $V_3 = 1618,4 \text{ м}^3$. Соответствующие положения центра тяжести и плечи равнодействующей силы тяжести относительно оси вращения: $a_1=13,8 \text{ м}$, $a_2=20 \text{ м}$, $a_3=14,8 \text{ м}$. Длина линии скольжения до оползания $L_1 = 145 \text{ м}$ и после оползания $L_2=138 \text{ м}$. Объемный вес пород, определенный нами в лабораторных условиях, принят в среднем за $2,1 \text{ т/м}^3$. Обозначим среднюю величину сопротивления сдвигу вдоль поверхности скольжения через C , мобилизованное сдвигу до подрезки склона – C_1 и после оползания – C_2 .

На момент сдвижения оползня имеем соотношение:

$$\Delta \cdot V_2 \cdot a_2 = C \cdot L_1 \cdot R \text{ или} \\ 2,1 \times 2934,8 \times 20 = C \times 145 \times 95.$$

Среднее сопротивление сдвигу вдоль поверхности скольжения после подрезки склона абразией и подпора грунтовых вод $C = 9,05 \text{ т/м}^2 = 0,905 \text{ кг/см}^2$.

До подрезки склона имело место равенство:

$$\Delta \cdot V_1 \cdot a_1 = C_1 \cdot L_1 \cdot R \text{ или} \\ 2,1 \times 3389,6 \times 13,8 = C_1 \times 145 \times 95, \text{ откуда} \\ C_1 = 7,21 \text{ т/м}^2 = 0,721 \text{ кг/см}^2.$$

Следовательно, до подрезки склон имел запас устойчивости:

$$N_1 = \frac{C}{C_1} = \frac{0,905}{0,721} = 1,26$$

После оползания возникло следующее соотношение:

$$\Delta \cdot V_3 \cdot a_3 = C_2 \cdot L_2 \cdot R \text{ или} \\ 2,1 \times 1618,4 \times 14,8 = C_2 \times 138 \times 95 \\ C_2 = 3,84 \text{ т/м}^2 = 0,384 \text{ кг/см}^2.$$

Запас устойчивости склона после оползания

$$N_2 = \frac{C_1}{C_2} = \frac{0,721}{0,384} = 1,86$$

т. е. стал даже выше, чем до подрезки склона. Точно определить запас устойчивости склона в настоящее время практически невозможно. Можно только сказать, что $1,86 > N_2 > 1$ и образование нового оползня возможно лишь при полном уничтожении оползневых накоплений в подножии склона.

Смещенное оползневое тело активно подрабатывается. Низкий показатель величины сопротивления сдвигу ($0,384 \text{ кг/см}^2$) подтверждается и тем, что незначительная подрезка языка

оползня вызывает достаточно интенсивное движение оползших масс в водохранилище. Динамика процесса представлена на рис. 2. Поступление материала в водоем настолько велико, что, несмотря на большую величину эрозионной подрезки, положение береговой линии остается почти неизменным.

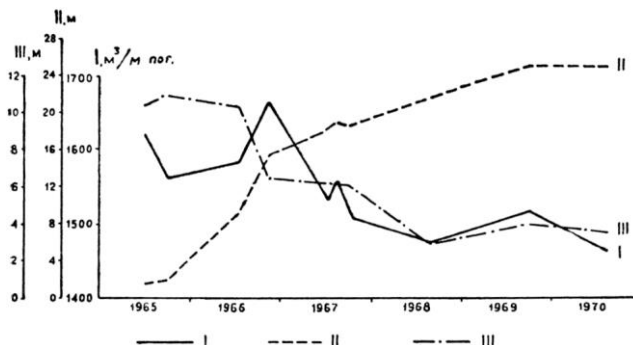


Рис. 2. Характеристика динамики оползневой массы: I – изменение объема оползневой тела по контрольному створу в $\text{м}^3/\text{м пог.}$, II – горизонтальное смещение оползня, III – вертикальное смещение поверхности оползневой тела относительно уреза водохранилища

Прогноз образования нового оползня необходимо производить с учетом переработки оползневых масс существующего тела и пополнения его за счет вновь формирующихся срывов. В связи с этим конфигурация оползневой тела в плане все время меняется. Происходит разрастание оползня по площади. Так за 6 лет головная часть оползня продвинулась на 6–8 м в глубь склона. Базисом для оползней-срывов является уже сместившееся тело. Вновь образованные оползни не велики по размеру, т. к. высота надоползневого уступа около 12–15 м. Согласно существующей зависимости ширины захвата оползня от высоты [5], величина горизонтального захвата не превышает 3–4 м.

Таким образом, важность прогнозирования устойчивости береговых склонов водохранилищ очевидна. При решении этого вопроса целесообразно применение геоморфологического анализа склона и определение важнейшего расчетного показателя – показателя сопротивления сдвигу методом обратного пересчета. Так, лабораторные испытания образцов пород той же литологической разности с глубины 22–23 м показали, что сопротивление сдвигу составляет $0,92 \text{ кг/см}^2$, по методу обрат-

ного пересчета $C=0,905 \text{ кг/см}^2$. Идентичность результатов позволяет говорить о перспективности применения метода обратного пересчета.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев Б. В. Оползни Воткинского водохранилища. Гидрогеология и карстоведение, вып. 2. Пермь, 1964.
2. Емельянова Е. П. Методическое руководство по стационарному изучению оползней. Госгеолтехиздат, М., 1956.
3. Емельянова Е. П. О методах прогноза оползневых явлений. Тр. ВСЕГИНГЕО. «Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии», сб. 16, М., 1959.
4. Печеркин И. А. Геодинамика побережий камских водохранилищ, ч. 2, Пермь, 1968.
5. Печеркин И. А., Каченов В. И. К методике изучения оползневых берегов водохранилищ. Тр. Совещания по изуч. берегов водохр. и вопросов дренажа в условиях Сибири, вып. 1. Новосибирск, 1969.

Пермский университет

СОДЕРЖАНИЕ

Карстоведение

Г. А. Максимович, И. И. Енцов О карстовых коллекторах верхнедевонской карбонатной толщи Пермского Прикамья.....	5
Е. И. Вохмянина, К. А. Горбунова, Ю. А. Ильиных, А. В. Никулин, И. И. Черткова Опыт изучения закарстованности путем дешифрирования материалов аэрофотосъемки (на примере Уфимского плато)	9
Г. А. Максимович, В. Н. Быков Карст как показатель развития платформенных структур	18
В. К. Кокаровцев О трещиноватости как основном условии образования глубинного карста в карбонатных породах	24
А. Г. Мусин Некоторые закономерности развития палеокарста в отложениях нижнего и среднего карбона Западной Башкирии и Восточной Татарии	32
Л. А. Анисимов Характеристика погребенного карста Нижнего Поволжья	35
А. Г. Мусин, К. К. Магомедов Карбонатные брекчии гипсового карста Дагестана	40
И. А. Печеркин Карст соли на побережье Токтогульского водохранилища	43
Г. А. Максимович, В. П. Костарев Практическое значение карста Сибири	51
Г. А. Максимович, В. П. Костарев Карст Алтая	60
А. Н. Ильин, Е. В. Безвесильный, В. З. Чхедзе Методы изучения и использование карста в Чехословакии	75
С. В. Егоров К Характеристике карста Кубы	85

Гидрогеология и гидрология карста

Е. А. Кротова Геологическая деятельность вод в карстовых районах Пермской области	94
И. М. Тюрина Палеогидрогеологические условия эволюции карбонатных коллекторов Ярино-Каменноложского месторождения	104
Р. В. Яценко Вещественный состав отложений карстовых озер Пермской области	110
Ю. А. Ежов Исчезающая река Кумыш	120
П. П. Латышев Новый тип гидродинамического профиля в районе карбонатного карста	124
В. Н. Дублянский О характере и интенсивности химической денудации в горном Крыму	130

А. М. Кузнецов, Г. В. Бельтюков, В. А. Кузнецов Межсолевые рассолы Верхнекамского месторождения калийных солей.....	137
Е. А. Иконников, В. М. Крутов Кластокарстовые явления в северной части Юрюзано-Сылвинской депрессии и их гидрогеологическое значение.....	144
Л. А. Шимановский Использование аквалангов при гидрогеологических исследованиях карстовых районов	150

Гидрогеология

Г. П. Верховланцев Способ оценки водообильности трещиноватых пород	154
Л. А. Шимановский О подземных водах спорадического распространения.....	163
Г. К. Михайлов, И. М. Тюрина, Б. А. Булдаков О влиянии тектонических структур на формирование подземного стока в зоне активного водообмена	176
И. А. Шимановская К вопросу формирования ресурсов пресных и минерализованных вод пермского предуралья	186
Ю. В. Архидьяконских О влиянии ударно-канатного способа бурения на производительность гидрогеологических скважин	194

Геодинамические процессы

И. А. Печеркин Классификация экзогенных геодинамических процессов в зоне камских водохранилищ.....	206
В. М. Тюрин Опыт изучения динамических особенностей аллювия.....	216
В. И. Каченов К оценке степени устойчивости оползневого косогора у пос. Новоильинского (Воткинское водохранилище)	223

CONTENTS

Karstology

G. A. Maximovich, I. I. Entsov. About the karst collectors of the Upper Devonian Karbonate Rocks of Perm Prikamye	5
E. A. Vohmyanina, K. A. Gorbunova, U. A. Ilinych, A. V. Nikulin, I. I. Chertkova. The Experience of Studying the Karst with the Help of Deciphering the Material of the Aerial Photography (on the Example of the Ufa Plateau)	9
G. A. Maximovich, V. N. Bykov. The Karst as the Index of the Development of the Platform Structures	18
V. K. Kokarovtsev. Jointing as the Basic Condition of the Formation of the Deep Karst in the Carbonate Rocks	24
A. G. Musin. Some Regularities of the Development of the Paleokarst in the Lower and Middle Carboniferous Deposits in West Bashkir and East Tatar	32
L. A. Anisimov. The Characteristic of the Buried Karst in the Lower Povolzhya	35
A. G. Musin, K. K. Magomedov. The Carbonate Breccia of the Gypsum Karst in Daghestan	40
I. A. Pecherkin. The Salt Karst on the Banks of the Toctogul Reservoir	43
G. A. Maximovich, V. P. Kostarev. The Practical Importance of Siberian Karst	51
G. A. Maximovich, V. P. Kostarev. The Altai Karst	60
A. N. Ilin, E. V. Besvesi1ny, V. S. Chkeidze. The Methods of Studying and the Use of the Karst in Czechoslovakia	75
S. V. Egorov. The Characteristic of the Cuba Karst	85

Hydrogeology and Hydrology of Karst

E. A. Krotova. The Geological Activities of Water in the Karst Regions in the Perm Area	94
I. M. Tyurina, The Paleohydrogeological Conditions of the Evolution of the Carbonate Collectors in Jarino-Kamennolog Deposit	104
R. V. Vashchenko. The Composition of the Matter of the Deposits of the Karst Lakes in Perm Area	110
U. A. Ezhov. The Disappearing Kumysh River	120
P. P. Latyshev. The Now Type of the Hydrodynamical Profile in the District of the Carbonate Karst	124
V. N. Dub1yansky. About the Character and Intensity of the Chemical Denudation in the Mountain Crimea	130

A. M. Kuznetsov, Q. V. Beltyukov, V. A. Kuznetsov. Intersalt Brines of the Upper-Kama Salt Deposit	137
E. A. Ikonnikov, V. M. Krutov. The Clastokarst Phenomena in the Northern Part of the Yuresan-Sylva Depression and Their Hydrogeological Importance	144
L. A. Shimanovsky. The Use of Aqualanges in the Hydro- geological Research of the Karst Districts	150

Hydrogeology

Q. P. Verkholtantsev. The Method of the Estimation of the Water-Abundance of the Jointy	154
L. A. Shimanovsky. About the Underground Water of the Sporadical Expansion	163
G. K. Mikhailov, I. M. Tyurina, B. A. Buldakov. About the Influence of the Tectonical Structures on the Formation of the Subsurface Drainage in the Zone of Active	176
I. A. Shimanovskaya. About the Question of the Formation of the Resources of the Fresh and Mineralized Water in the Perm Region of the Urals	186
U. V. Arkhidyakonskih. About the Influence of the Percussive-Rope Boring on the Productivity of Hydrogeological Boring Wells	194

Geodynamic Processes

I. A. Pecherkin. The Classification of the Exogenetic Geodynamic Processes in the Zone of the Kama River Reservoirs	206
V. M. Tyurin. The Experience of Studying of the Dynamic features of the Alluvium	216
V. I. Kachenov. The Estimate of the Extent of the Stability of the Slipping Declivity near Novoilinsk Settlement (the Votkinsk Reservoir)	223

Подписано к печати 8/VII 1971 г.	Формат 60×90 ¹ / ₁₆ ,	14,5 п. л.
ЛИБ 05543	Тираж 1 000 экз.	Зак. 474.
		Цена 1 р. 30 к.

Пермь, Коммунистическая, 57, книжная типография № 2.