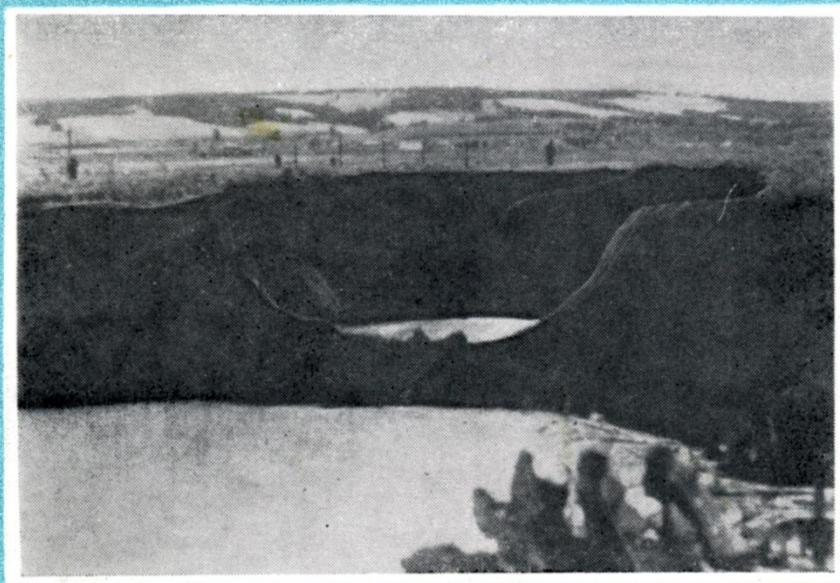


~~~~~ К. А. Горбунова ~~~~~

# МОРФОЛОГИЯ И ГИДРОГЕОЛОГИЯ ГИПСОВОГО КАРСТА



~~~~~ Пермь 1979 ~~~~~



*Светлой памяти профессора  
Георгия Алексеевича  
Максимовича  
посвящаю*

*MINISTRY OF HIGHER AND SECONDARY  
SPECIAL EDUCATION OF THE RSFSR*

PERM STATE GORKY UNIVERSITY  
OF ORDER OF THE BANNER OF LABOUR

ALL-UNION KARSTOLOGY AND SPELEOLOGY INSTITUTE

K. A. GORBUNOVA

# **MORPHOLOGY AND HYDROGEOLOGY OF GYPSUM KARST**

Text-book of special course

PERM 1979

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО  
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ РСФСР

ПЕРМСКИЙ ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ имени А. М. ГОРЬКОГО

ВСЕСОЮЗНЫЙ ИНСТИТУТ КАРСТОВЕДЕНИЯ И СПЕЛЕОЛОГИИ

К. А. ГОРБУНОВА

# **МОРФОЛОГИЯ И ГИДРОГЕОЛОГИЯ ГИПСОВОГО КАРСТА**

Учебное пособие по спецкурсу

ПЕРМЬ 1979

551.4+551.49

Г-67

**Г-67 К. А. Горбунова. Морфология и гидрогеология гипсового карста.**

Учебное пособие по спецкурсу. Пермский ун-т, 1979, 95 с.

В учебном пособии освещены три проблемы, связанные с изучением карста гипсов и ангидритов: 1) поверхностные формы карста (карры, поноры, воронки, карстовые рвы, котловины, карстовые лога, карстовые депрессии, останцы), их генезис и эволюция; 2) подземные воды гипсов и ангидритов (типы гидродинамических профилей, условия формирования карстовых вод); 3) карстовые озера, их морфология, гидрогеологические условия возникновения, химический состав.

Пособие рассчитано на студентов вузов специальностей гидрогеология и инженерная геология, физическая география, а также инженеров-геологов, гидрогеологов, геологов, ведущих изыскания в карстовых районах.

Табл. 15, ил. 35, библи. 200.

Темплан 1979, поз. 810.

Печатается по постановлению редакционно-издательского совета Пермского университета.

Ответственный редактор – проф.

*Г. А. Максимович*

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук проф. *И. А. Печеркин*,  
главный гидрогеолог Верхнекамтисиза *В. П. Костарев*

551.4 + 551.49

На о б л о ж к е : Озеро Провал в с. Усть-Кишерть (Пермская область) 29 августа 1949 г.

© Пермский государственный университет, 1979.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Суммарная площадь разновозрастных гипсоносных галогенных формаций в СССР составляет более 5 млн. км<sup>2</sup>. В зоне активного водообмена гипсо-ангидритовые отложения подвергаются интенсивному закарстовыванию. Гипсовый карст характеризуется большими плотностями карстовых форм (до 1000 на 1 км<sup>2</sup>), значительными размерами карстовых воронок, наличием провалов. Многочисленные воронки, рвы, котловины и карстовые лога переводят поверхностный сток в подземный. Отдельные карстовые формы (депрессии, озера) являются местами разгрузки карстовых вод.

Гипсо-ангидритовые отложения отличаются неравномерной обводненностью, повышенной минерализацией подземных вод и, следовательно, неблагоприятными условиями водоснабжения. Гидродинамические профили ряда районов гипсового карста не имеют аналогов в карбонатном карсте. Знание основных закономерностей проявления гипсового карста, отличающегося высокой активностью, необходимо при проведении инженерно-геологических и гидрогеологических исследований в районах, сложенных гипсо-ангидритовыми породами.

На семинаре «Методика инженерных изысканий в карстовых районах», состоявшемся в мае 1978 г. в г. Дзержинске, отмечалось, что «вопросы изыскания и проектирования сооружений на закарстованных территориях актуальны для многих районов страны». Для решения этих вопросов необходима координация усилий специалистов разных профилей: инженеров-геологов, геоморфологов, геофизиков, проектировщиков и других, знакомых с основами общего и инженерного карстования.

В соответствии с решением Пермской карстовой конференции 1947 г. на геологическом факультете Пермского университета читается спецкурс «карстование», один из разделов которого посвящен карсту гипсов и ангидритов.

Автор изучает гипсовый карст с 1946 г. Результаты личных исследований гипсо-ангидритового карста отражены в книгах «Карст Пермской области» (1958 г.), «Особенности гипсового карста» (1965 г.).

Закономерности распространения карста гипсов и ангидритов на территории СССР, его влияние на другие элементы ландшафта рассмотрены в учебном пособии «Карст гипса СССР» (1977 г.). В настоящем издании освещаются вопросы морфологии и гидрогеологии карста.

Автор надеется, что указанные пособия помогут студентам овладеть основами карстоведения, а в дальнейшем применить свои знания при решении народнохозяйственных задач, поставленных XXV съездом КПСС.

Автор глубоко признателен С. В. Смоленкову и П. В. Пиминовой, создавшим условия для выполнения данной работы.

## **ПОВЕРХНОСТНЫЕ ФОРМЫ КАРСТА, ИХ ГЕНЕЗИС И ЭВОЛЮЦИЯ**

Поверхностные формы гипсового карста весьма разнообразны. Преобладание тех или иных форм определяется геологическими, геоморфологическими и гидродинамическими условиями развития карста. Наиболее типичными формами являются воронки, котловины, карстовые лога. Поля, останцовый рельеф, за исключением отдельных останцов, не встречаются. Аналогами полей, но значительно меньших размеров, являются карстовые депрессии с поперечником в несколько километров. Карры, поля которых в карбонатном карсте занимают огромные площади, в гипсах отличаются небольшими размерами и встречаются на ограниченных площадях.

Таким образом, сходство морфологии гипсового и карбонатного карста проявляется только в мезоформах и не обнаруживается в микро- и макроформах.

Многие исследователи отмечают высокую динамичность карстового рельефа в гипсах: он может существенно измениться в течение нескольких лет. В гипсовом карсте уже со стадии воронки большую роль в развитии рельефа играют другие экзогенные геологические процессы – эрозия, оползни, суффозия. Развитие поверхностных форм часто начинается не с элементарных форм – карров, а сразу же с провальной воронки.

А. В. Ступишин [96] наметил для карстовых районов Поволжья четыре генетических ряда карстовых форм.

Первый ряд: вертикальная трещина → кары → поноры → коррозийная воронка → карстовый ров → карстовый пояс.

Второй ряд: вертикальная трещина → понор → колодец → шахта → вертикальная полость → провальная воронка (цилиндрическая → конусовидная → чашевидная → блюдцевидная).

Третий ряд: подземная трещина → подземная полость → провал → колодец → воронка → котловина → ров → пояс.

Четвертый ряд: трещина → ниша → грот → пещера.

Аналогичные генетические ряды установлены Н. Н. Лаптевой для задернованного и покрытого карста.

Приведенные генетические связи нашли подтверждение и в других районах, однако в них отсутствуют такие формы карста, как карстовые и эрозионно-карстовые лога, карстовые долины, депрессии, карстовые цирки, холмы, останцы, мосты и арки.

Выделению генетических рядов карстовых форм должна предшествовать типизация карста по комплексу признаков – геологических, геоморфологических и гидрогеологических. Рельеф является внешним выражением процессов, в частности гидрогеологических, протекающих в толще пород.

При характеристике карстовых форм сделана попытка связать их развитие с формированием подземных вод. Показано также отражение гидродинамических условий в морфологии карста районов развития гипсо-ангидритовых толщ.

**Карры, поноры, колодцы, шахты.** Это закарстованные трещины и вертикальные каналы, свойственные области питания карстовых вод.

*Карры* – различной формы углубления (желобки, каналы, бороздки, лунки и др.) на поверхности гипсов, разделенные выступами, глубиной несколько сантиметров, реже – более метра. Они характерны для участков голого карста, сложенных трещиноватыми гипсами. Форма их зависит от состава, степени и характера трещиноватости пород, уклона поверхности, климата и др.

Трубообразные цилиндрические карры диаметром до 0,5 м и такой же глубиной встречаются на плато Скалистого хребта [18]. В Индерском карстовом районе на поверхности гипсов обнаружены карры в виде каналцев и бороздок. Вертикальные каналцы диаметром до 2 мм и длиной 5–10 см пронизывают верхний слой гипса, который напоминает губку [111]. Бороздки имеют ширину 1–3 см, длину 5–15 см. На крутых склонах воронок в серых гипсах карры превращаются в борозды длиной 2–5 м, шириной 10–20 см и глубиной 10–15 см.

При наличии покровных отложений карры возникают в обнажениях гипса на склонах речных долин, оврагов, воронок. В гипсах на крутых склонах воронок карры начинаются от бровки и протягиваются вниз на 1–2 м, имея при этом ширину 0,1–0,3 м [85].

К особому типу следует отнести «глыбовые поверхности» [93] и трещинные карры [56, 57], изученные на Беломорско-

Кулойском плато. Первые представляют собой блоки гипса четырехугольной формы с поперечником 1–5 м, разграниченные углублениями до 0,5–3 м при ширине 0,3–2 м. Часто блоки имеют грибовидную форму. Аналогами их являются трещинные карровые поля.

*Поноры* – округлые или щелевидные отверстия в кровле гипсов, переходящие в вертикальные каналы или трещины, с поперечником 15–20 см, в единичных случаях до 1 м. В Индерском районе колодеобразные и щелеобразные поноры приурочены к наиболее трещиноватым, тектонически нарушенным зонам. В гипсах Оренбургской области поноры возникают в воронках, у основания карровых желобков. В карстовых логах они вытянуты вдоль дна в виде печенок. В Пермской области поноры обычно располагаются на дне воронок. Некоторые из них заполнены обломочным материалом. Русловые поноры поглощают частично или полностью воды рек.

*Карстовые колодцы* – вертикальные каналы с поперечником 1–3 м (до 5 м) и глубиной до 20 м. В гипсах они чаще всего имеют провальное происхождение, хотя встречаются и эрозионно-коррозионные формы. Провальные колодцы могут развиваться двумя путями: 1) шахта – колодец – воронка; 2) колодец – воронка. По правому берегу р. Аургазы в массиве Кызык-Таш (Башкирия) расположена цепь карстовых колодцев глубиной до 15–20 м, диаметром от 1 до 5 м [92].

*Карстовые шахты* – почти вертикальные каналы с поперечником обычно 3–5 м и глубиной более 20 м. В гипсовом карсте они часто имеют провальное происхождение. Примером является Бреховский провал, глубина которого в 1953 г. составляла около 40 м, а в 1954 г. – 28 м при поперечнике внизу 3×5 м [78]. Через три года после возникновения на месте шахты образовалась воронка.

Другой пример быстрой эволюции шахты – провал глубиной 56 м (размер наружного отверстия – 3,7×4,2 м), возникший в 1949 г. на левобережье р. Осы в Приангарье [17]. Более чем на половину он был заполнен водой. К 1951 г. шахта превратилась в колодец глубиной до 15 м. В 1957 г. на его месте появилась воронка с поперечником 15 м и глубиной около 16 м [13].

Шахты являются промежуточным звеном между поверхностными и подземными карстовыми формами. Западнее главного гребня Кугитангтау в Туркмении, в останце Ходжарустам, сложенном красноцветами и гипсами нижнего мела, гипсы разбиты трещинами, по которым разработаны желоба, причем некоторые из них переходят в трещинные шахты глубиной более 35 м. Одна из шахт открывается в борту провала

(диаметр 80 м, глубина 40 м) и уходит на глубину более 60 м. Здесь же описан провал, который переходит в шахту, а шахта – в пещерный ход длиной 70 м, идущий к подножью останца [19].

**Воронки, их морфологические особенности.** Карстовые воронки – блюдцеобразные, чашеобразные, конусообразные, цилиндрические понижения диаметром до 100 м и глубиной до 25 м. В отдельных карстовых районах насчитываются тысячи воронок (табл. 1). Г. А. Максимович [73] подразделяет воронки в зависимости от размера поперечника на небольшие (< 5 м), обычные (5–25), большие (25–100), огромные (> 100); по глубине – на мелкие (< 1 м), неглубокие (1–5), обычные (5–10), глубокие (10–25), очень глубокие (> 25). С. М. Зенгина [42] выделяет по диаметру небольшие (<10 м), средние (10–50), крупные (> 50); по глубине – мелкие (< 5 м), средние (5–10), глубокие > 10).

Т а б л и ц а 1

**Количество обследованных воронок в некоторых карстовых районах Пермской области и Башкирии**

| Карстовый район, участок     | Площадь, км <sup>2</sup> | Количество воронок |
|------------------------------|--------------------------|--------------------|
| Полазнинско-Шалазинский      |                          |                    |
| Чусовская стрелка [26]       | 50                       | 850                |
| Полазнинский полуостров [84] | 50                       | 5000               |
| Сылвенско-Сергинский         |                          |                    |
| Кочebaхтинский [12]          | 173,4                    | 1514               |
| Кунгурско-Иренский           |                          |                    |
| Иренский [24]                | 95                       | 8615               |
| Кунгурский [40]              | 118                      | 4054               |
| Кишертско-Суксунский [28]    | 65                       | 1934               |
| Сергинцовско-Долгушинский    |                          |                    |
| Таборский [5]                | 5,84                     | 253                |
| Рязано-Охлебининский [11]    |                          |                    |
| Турбаслинско-Таушский        | 194                      | 1097               |
| Охлебининский                | 373                      | 4470               |
| Кармаскалинский              | 585                      | 6000               |

По результатам исследования 2800 воронок в карстовых районах Пермской области автором предложена следующая морфометрическая классификация их. По диаметру выделяются

Т а б л и ц а 2

**Распределение карстовых воронок различного диаметра и глубины в карстовых районах Пермской области, %**

| Район             | Количество воронок | Воронки диаметром, м |      |       |       |     | Воронки глубиной, м |      |       |     |
|-------------------|--------------------|----------------------|------|-------|-------|-----|---------------------|------|-------|-----|
|                   |                    | <5                   | 5–15 | 15–25 | 25–35 | >35 | <5                  | 5–10 | 10–15 | >15 |
| Сульфатный карст  |                    |                      |      |       |       |     |                     |      |       |     |
| С. Ключи          | 504                | 2                    | 33   | 34    | 13    | 18  | 67                  | 24   | 7     | 2   |
| С. Усть-Кишерть   | 637                | 7                    | 49   | 22    | 11    | 11  | 80                  | 14   | 4     | 2   |
| Пос. Суксун       | 154                | 5                    | 23   | 31    | 23    | 8   | 73                  | 24   | 3     | –   |
| Чусовская стрелка | 751                | 7                    | 35   | 24    | 14    | 20  | 66                  | 24   | 6     | 4   |
| Пос. Полазна      | 472                | 18                   | 46   | 20    | 8     | 8   | 83                  | 14   | 2     | 1   |
| Ординский         | 291                | 7                    | 35   | 18    | 15    | 25  | 90                  | 9    | 1     | –   |
| Карбонатный карст |                    |                      |      |       |       |     |                     |      |       |     |
| Усьва             | 510                | 23                   | 60   | 10    | 3     | 4   | 92                  | 6    | 0,6   | 1,4 |

**Распределение воронок по величине диаметра на территории г. Кунгура и его окрестностей [40]**

| Тип карста  | Учтено воронок | % воронок диаметром, м |       |       |       |       |     |
|-------------|----------------|------------------------|-------|-------|-------|-------|-----|
|             |                | 0–10                   | 10–20 | 20–30 | 30–40 | 40–50 | >50 |
| Карбонатный | 86             | 88,4                   | 10,4  | 1,2   |       |       |     |
| Сульфатный  | 4054           | 64,8                   | 26,3  | 5,2   | 1,5   | 1,2   | 1,0 |

небольшие (< 5 м), обычные, т. е. наиболее распространенные (5–25), большие (25–50), очень большие (> 50); по глубине – мелкие (< 1 м), обычные (1–5), глубокие (5–10), очень глубокие (> 10). Встречаемость воронок, имеющих различный диаметр и глубину, отражена в табл. 2. Для карбонатного карста характерны воронки меньших размеров (табл. 3).

Для оценки размеров воронок применяется статистическая обработка данных о их диаметре и глубине [20, 89, 90, 97, 98, 103].

Наглядное представление о размерах воронок дают графики распределения воронок и провалов по величине их диаметра и глубины (рис. 1, 2). Для построения дифференциальной кривой распределения на оси абсцисс откладываются интервалы

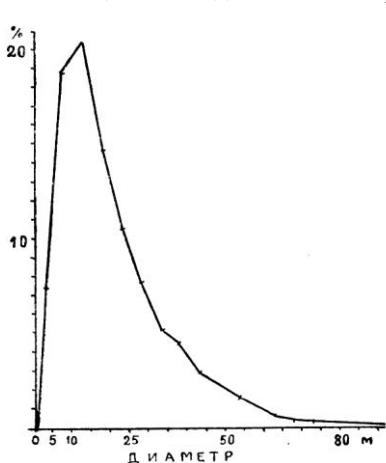


Рис. 1. Распределение воронок в зависимости от их поперечника (Пермская область)

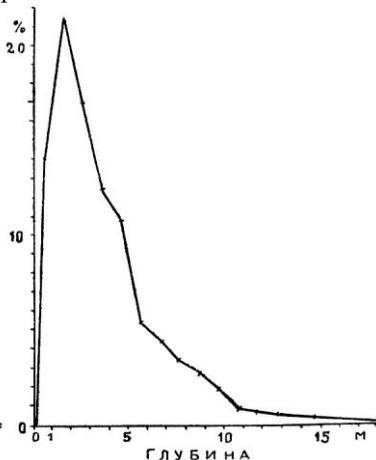


Рис. 2. Распределение воронок в зависимости от их глубины (Пермская область)

величин, принятые для диаметров 5 м, для глубин 1 м, на оси ординат – процент их повторяемости. Интегральную кривую получают, нанося те же данные на ось абсцисс и суммы процентов на ось ординат [90].

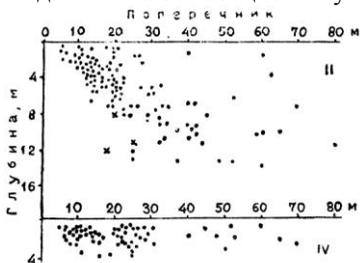


Рис. 3. Соотношение поперечника и глубины воронок двух карстовых полей Ключевского участка: × – провалы [28]

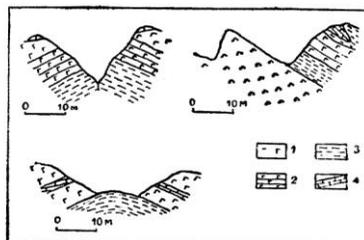


Рис. 4. Зависимость формы воронок от залегания пород в Индерском районе (по К. А. Иванову): 1 – гипс, 2 – слоистые и охристые гипсы, 3 – глина, 4 – известняк

Графики соотношения диаметра и глубины воронок отражают активность карста и эволюцию поверхностных форм [28, 102]. На рис. 3 показаны два поля Ключевского участка (Пермская область) с различной степенью закарстованности. На поле IV преобладают мелкие блюдцеобразные заболоченные воронки, на поле II – чашеобразные и конусообразные с активными понорами на дне. Здесь за 6 лет (1953–1958) появилось пять провалов.

А. В. Ступишин [96] использует данные о величинах верхнего диаметра ( $d$ ) и глубины ( $h$ ) для выделения морфологических типов воронок.

| Морфологический тип воронок | Морфологический коэффициент ( $h/d$ ) |
|-----------------------------|---------------------------------------|
| Конусовидная                | до 1/5                                |
| Чашевидная                  | 1/5 – 1/10                            |
| Блюдцевидная                | 1/11 – 1/50                           |

В плане различаются воронки округлые, овальные, лопастные, двоянные, хвостатые с ложбинами и оврагами. Последние наблюдаются обычно в районах закрытого и покрытого карста или на контакте гипсов с некарстующимися породами. На Беломорско-Кулойском плато приконтактные воронки с исчезающими водотоками имеют длину 70–100 м,

ширину 30–60 м и глубину 8–20 м. Водоток теряется в поноре у основания гипсового уступа. В образовании таких форм большую роль играют эрозионные процессы.

Склоны некоторых воронок осложнены оплывинами и оползнями. Форма и крутизна склонов зависят от состава слагающих пород, условий их залегания, степени трещиноватости, что показано на примере Индерского района (рис. 4).

Участки земной поверхности площадью обычно не более 2 км<sup>2</sup>, покрытые воронками, называются карстовыми полями. Границы их проводят произвольно или путем нахождения минимальных обобщающих радиусов [91]. Поля в плане могут быть линейными – вдоль трещин, литологических контактов, на дне логов, более или менее изометричными – на сводах локальных структур, лентовидными на склонах террас и долин, дуговидными и кольцевыми вокруг останцов, рифов и т. д.

Карстовые поля характеризуются следующими показателями. Плотность (Р) – это количество воронок, приходящихся на 1 км<sup>2</sup>. Коэффициент площадной закарстованности (K<sub>с</sub>) или процент пораженности площади воронками по И. А. Саваренскому – это отношение суммы площадей воронок к площади поля в %. Коэффициент карстовой денудации (K<sub>д</sub>) – или условное среднее снижение поверхности земли за счет воронок [89] определяется как отношение суммы объемов воронок к площади поля в мм или см.

Т а б л и ц а 4

**Плотность воронок и коэффициенты закарстованности в некоторых районах Пермской области и Башкирии**

| Район, поле       | Количество воронок | Плотность, в/км <sup>2</sup> | K <sub>с</sub> , % | K <sub>д</sub> , см |
|-------------------|--------------------|------------------------------|--------------------|---------------------|
| Район Ключей [28] |                    |                              |                    |                     |
| поле 1            | 181                | 117                          | 8,1                | 50,5                |
| поле 2            | 69                 | 27                           | 2,7                | 7,2                 |
| поле 3            | 111                | 99                           | 4,8                | 37,0                |
| поле 4            | 143                | 381                          | 22,0               | 146,0               |
| Район Бирска [91] |                    |                              |                    |                     |
| поле 1 А          | 29                 | 59                           | 18,8               | 127,9               |
| 5 Д               | 84                 | 125                          | 9,4                | 16,1                |
| 6 Б               | 31                 | 103                          | 14,9               | 38,8                |

Плотность измеряется десятками и сотнями воронок на 1 км<sup>2</sup>, коэффициент площадной закарстованности – единицами и десятками процентов, а коэффициент карстовой денудации – сантиметрами, редко метрами (табл. 4).

Эти показатели используются при количественной оценке закарстованности территорий [15, 20, 21, 28, 44, 47, 53, 66, 88, 89–91, 97, 98 и др.].

На форму и размеры воронок, их плотность, коэффициенты закарстованности влияют следующие факторы: условия залегания гипсов и ангидритов, их мощность, наличие в них прослоев других пород, трещиноватость пород, мощность и состав покровных отложений, стадия развития карста, гидродинамическая обстановка и др.

В карстовых районах Пермской области наибольшие плотности воронок наблюдаются в сводах локальных поднятий, где мощность покровных отложений меньше, а трещиноватость более интенсивна, вблизи контактов гипса с карбонатными породами, на склонах и присклоновых участках междуречий, вблизи логов [27]. Плотность воронок на речных террасах уменьшается с увеличением мощности аллювия. Например, на междуречье Камы и Чусовой плотность воронок на различных элементах рельефа следующая: склон долины р. Чусовой – 60–93, вблизи логов – 128–170; водораздельное пространство – 20–30, I терраса р. Камы – 25, I терраса р. Чусовой – 4; на II, III, IV террасах, где мощность рыхлых отложений 20–35 м, воронки единичны или отсутствуют.

На Уфа-Бельском междуречье, в районе г. Уфы, где гипсо-ангидритовая толща залегает под верхнепермскими отложениями, 85 % карстовых форм сосредоточено вдоль береговых склонов [80].

На основе детальной съемки карстовых форм составляются карты плотностей [4, 29, 91]. Одна из них показана на рис. 5.

Большие плотности воронок на склонах объясняются уменьшением мощности покровных отложений и наличием трещин бортового отпора. Увеличение мощности покровных отложений приводит к затуханию карста. В карстовых районах Башкирии при мощности покровной толщи более 60 м карст на поверхности не проявляется [79].

На правобережье р. Оки, в пределах Убежицкой структуры, при мощности покровных глинистых пород татарского яруса менее 20 м плотность воронок (конусообразных и чашеобразных) наибольшая, при 20–30 м – карст проявляется слабо, преобладают блюдцеобразные формы и более 30 м – карст практически отсутствует [86].

В районах, где имеются крупные пещеры, установлена зависимость между объемами воронок и расположенных под ними гротов. На совмещенном плане Кунгурской пещеры и надпещерного поля видна связь между поперечниками крупных воронок и шириной гротов [37, 38].

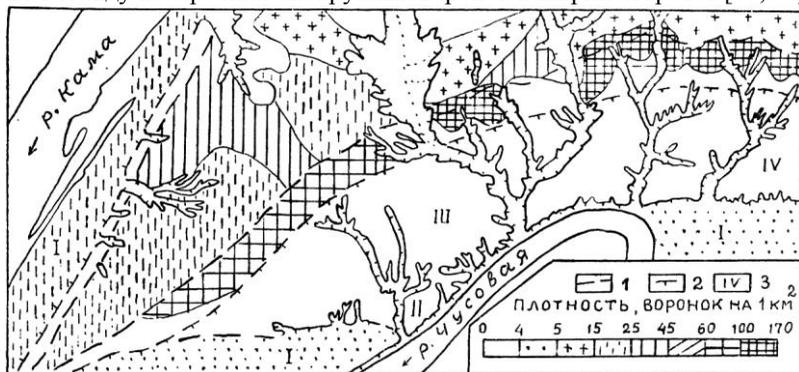


Рис. 5. Плотность карстовых форм на 1 км<sup>2</sup> на Чусовской стрелке до создания Камского водохранилища: 1 – граница водораздельного пространства; 2 – тыловые швы террас; 3 – номера террас

| Грот          | Ширина грота, м | Поперечник воронки, м |
|---------------|-----------------|-----------------------|
| Скандинавский | 16              | 15                    |
| Крестовый     | 35              | 30                    |
| Смелый        | 33              | 30                    |
| Хлебниковых   | 40              | 39                    |
| Заозерный     | 37              | 38                    |

В процессе формирования воронок продукты выщелачивания и покровные отложения перемещаются в гроты, отлагаясь под органическими трубами в виде оспей. Объем последних зависит от размеров гротов и определяет объем воронок.

| Гроты          | Объем осыпи, м <sup>3</sup> | Объем воронки, м <sup>3</sup> |
|----------------|-----------------------------|-------------------------------|
| Эфирный        | 500                         | 670                           |
| Великан        | 3520                        | 4210                          |
| Западный склеп | 10780                       | 13480                         |

По мере увеличения мощности покровных отложений связь между гротами, даже крупными, и воронками проявляется менее отчетливо.

На Беломорско-Кулойском плато хорошо выраженным в сводах пещер органическим трубам на поверхности соответствуют воронки [94].

Зависимость формы воронок (провалов) от размера и формы подземной полости и мощности покрывающих отложений установлена экспериментально [3].

**Генетические типы воронок.** В районах гипсового карста встречаются все генетические типы воронок, выделенные для вертикальной, горизонтальной, сифонной и поддолинной зон карстовых вод [73].

**Коррозийные** воронки, или воронки поверхностного выщелачивания, образуются на участках голого или задренованного карста в результате растворения гипсов в местах поглощения атмосферных осадков трещинами. Они развиваются от блюдцеобразных до конусообразных с понором на дне.

**Коррозионно-просадочные** воронки образуются путем постепенного проседания покровных некарстующихся отложений в полость, формирующуюся в кровле гипсов, в зоне нисходящей циркуляции. Такие воронки зарегистрированы в ряде районов Пермской области. На Чусовской стрелке вскрыта воронка, в которой выщелачивание гипса на глубине 11 м, под дном, сопровождается прогибанием вышележащих тонкослоистых мергелей и глин.

**Коррозионно-суффозионные** воронки, или воронки просасывания [18], являются следствием выноса (суффозии) рыхлых покровных отложений по трещинам в кровле гипса нисходящими водами. Воронки просасывания поперечником до 6 м и глубиной до 2 м обнаружены на Чусовской стрелке, вблизи логов. Рыхлые покровные отложения выносятся через трещины и поноры в плитчатых известняках, подстилаемых гипсами. На склонах таких воронок часто наблюдаются оплывины и оползни.

Одновременно с суффозией может происходить медленная просадка рыхлых покровных отложений в полость, образующуюся в кровле гипса. Суффозионно-просадочное происхождение, видимо, имеют воронки (диаметр 10–70 м, глубина 3–15 м) на Беломорско-Кулойском плато, где мощность покровных суглинков достигает 10 м. Крутые склоны их, осложненные оползнями, асимметричны: южные и западные, где снег тает быстрее, круче северных и восточных.

**Провальные** воронки различных типов характерны для гипсового карста. Они образуются в результате обрушения кровли подземной полости, возникающих в гипсах непосредственно под покровными отложениями (коррозионно-провальные) или в их толще, в зонах вертикального нисходящего

и горизонтального движения карстовых вод (провальные). В некоторых случаях провалы появляются в местах разгрузки напорных карстовых вод и над зонами поддолинной циркуляции. Обрушившаяся кровля полости может быть сложена рыхлыми отложениями различного генезиса, некарстующимися терригенными, карбонатными породами, гипсами (рис. 6).

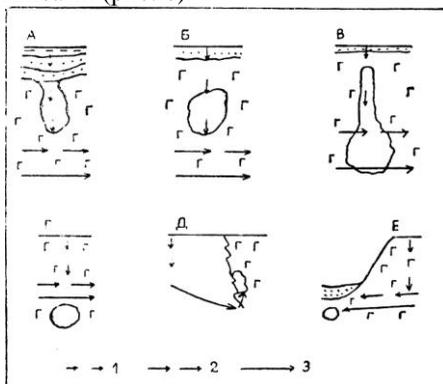


Рис. 6. Положение первичных провальных полостей в различных зонах циркуляции карстовых вод: А, Б – вертикальной нисходящей; В – вертикальной и переходной; Г – горизонтальной; Д – сифонной; Е – поддолинной; 1 – инфильтрационные и инфлюационные воды; 2 – граница зоны сезонных колебаний уровня карстовых вод; 3 – уровень карстовых вод

В пределах надпещерных полей имеются провалы, связанные с органическими трубами, которые растут вверх от сводов гротов и затем вскрываются (рис. 7). Подобные провалы обнаружены в районе г. Кунгура [66].

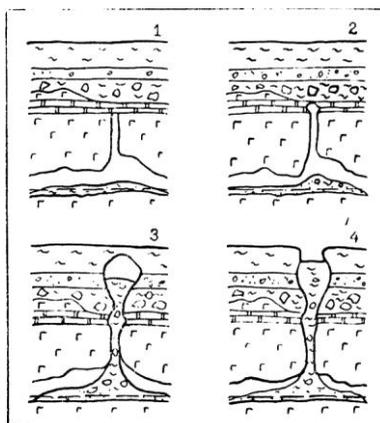


Рис. 7. Схема образования провалов над органическими трубами [66]

Теория провалов разрабатывается на основе теории горного давления [2, 16, 100 и др.]. Для района г. Дзержинска установлено, что образование провала определяется мощностью татарских отложений, давлением на своды карстовых полостей,

величиной предельного пролета, физико-механическим состоянием карстующихся пород [100]. Одним из основных факторов, определяющих устойчивость полости, является ее высота [101]. В данном районе максимальная величина пролета (37 м) соответствует наибольшей мощности татарских отложений (23,6 м), а высота полости, близкой к обрушению, составляет 6–9 м. Такие вопросы, как механизм провала, влияние на него отдельных природных факторов, степень опасности конкретных карстовых полостей и др. – решаются с помощью моделирования [3, 34, 35].

Условия образования и типы провалов рассмотрены в ряде работ [48, 49, 61, 73, 96, 104–107].

Развитие провалов включает ряд стадий.

Подготовительная стадия – это типично карстовый процесс. Подземная полость растет в основном благодаря растворению пород. Подчиненную роль играют подземная эрозия, выветривание, обрушение пород, слагающих стенки, под действием силы тяжести и горного давления.

На начальной стадии породы в кровле полости деформируются под действием силы тяжести. Они прогибаются и на поверхности появляется блюдцеобразное понижение с трещинами по краям. При глубоком залегании полости и наличии в ее кровле скальных пород возможно выкрашивание свода под действием горного давления и смещение полости вверх.

Катастрофическая стадия кратковременна. Обрушение кровли происходит главным образом под влиянием гравитационных сил. Морфология возникшего провала зависит от глубины залегания полости, состава пород в ее своде, гидрогеологических условий.

В послепровальную стадию форма провала изменяется вследствие обвалов и отседания стенок, оползней, эрозии временных потоков. Он приобретает чашеобразный, а затем блюдцеобразный облик, иногда заполняется водой и превращается в озеро. В условиях закрытого карста, когда гипсы перекрыты трещиноватыми скальными породами, провалы долго сохраняют крутизну стенок, например, Кордонский провал в Пермской области [25].

Первичные размеры провалов в значительной степени обусловлены глубиной залегания полости, составом и мощностью покровных отложений. Средний диаметр 152 провалов в г. Кунгуре [66] колеблется в зависимости от рельефа от 2,2 до 4,4 м (глубина от 0,9 до 1,9 м), максимальный – от 5 до 10 м (глубина от 1,4 до 10 м). Средний диаметр 25 провалов Рязано-Охлебининского вала (Башкирия) – 8,6 м, максимальный – 27 м [9]. При неглубоком залегании гипсов

на Уфимском косогоре, в Кунгурском районе, образуются провалы небольших размеров. Их средние и максимальные диаметры в сравнении с диаметрами воронок значительно меньше. В гипсовом карсте преобладают провалы, 94,7 % из 206, и гроты, 89,0 % из 200, поперечником менее 25 м [106]. В ряде случаев при подобных подсчетах авторы учитывали размеры не свежих провалов, а провальных воронок, форма которых значительно отличается от первичной.

Внезапное обрушение больших масс горных пород, несомненно, указывает на наличие крупных подземных полостей. Например, в сдвоенном Кишертском провале, возникшем 29 августа 1949 г., объем просевших в полость четвертичных отложений достигал 20 тыс. м<sup>3</sup> [28].

Влияние геолого-гидрогеологических условий на форму и эволюцию провалов можно проследить на примере ряда провалов Пермской области.

1. Провал образовался в результате вскрытия полости, сформировавшейся в зоне горизонтального движения карстовых вод при наличии покровных рыхлых и коренных пород. Так, Бреховский провал возник 15 июня 1953 г. вблизи с. Брехово на дне чашеобразной воронки в пределах высокой террасы, сложенной сверху вниз обвальными карстовыми породами, известняками и гипсами [78]. Подземная полость, в которую происходило обрушение, находилась, вероятно, в зоне горизонтального стока карстовых вод. В августе 1953 г. провал представлял собой шахту глубиной около 40 м. В почти отвесной южной стенке обнажались обломки карбонатных пород с глинистым материалом, заполнявшие древнюю воронку. Противоположная стенка была осложнена оползнями. Книзу шахта сужалась и становилась наклонной. Дно было занято озером. В июле 1954 г. шахта имела внизу поперечник 3×5 м. На глубине 28 м южная стенка переходила в нишу, на дне которой находилось два озера (3×1,5 м и 2×2 м) глубиной 1,8 и 1,2 м с температурой воды 3,5° С. Свод ниши был сложен трещиноватыми известняками. Вода озер сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевая с минерализацией 1 г/л, что указывало на наличие гипсов. В июле 1956 г. поперечник провала увеличился до 23–25 м, а глубина уменьшилась до 15–16 м, причем дно было покрыто осыпями. Почти вертикальные стенки провала переходили в пологие склоны древней воронки (рис. 8).

23 июля 1957 г. после сильного ливня провал почти достиг контуров старой воронки. Стенки, сложенные глинистыми массами с включениями обломков известняка, были изборождены многочисленными рытвинами. Промоины северо-западной стенки переходили в наплывы грязи. Дно покрыто

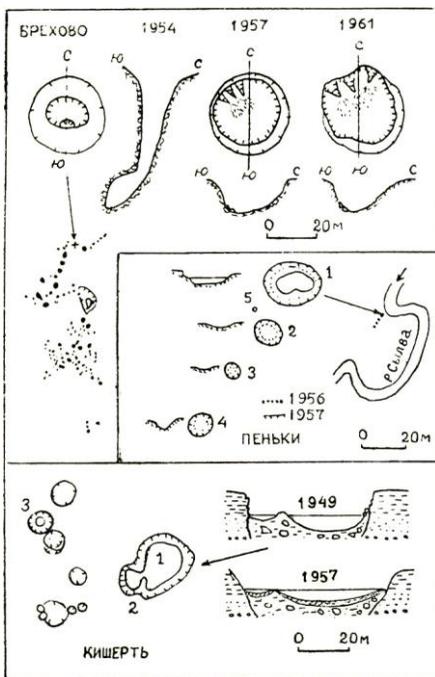


Рис. 8. Схемы расположения, планы и профили трех провалов в Пермской области.

глинистым материалом и разбито трещинами усыхания, на нем выделялись два углубления, в которые ушла вода. Общая глубина воронки составляла 13,5 м.

12 августа 1958 г. провал в северо-западной части вышел за контуры старой воронки. Размеры в плане достигли 25,7×24,6 м, общая глубина уменьшилась до 12,5 м. Почти вертикальные (80°) южная и восточная стенки вскрывают карстово-обвальные породы, а более пологие (54°) северная и западная стенки сложены красновато-бурыми суглинками. В нижней части склоны покрыты осыпями. 18 июля 1961 г. края провала вышли за пределы старой воронки. Промоины на склонах придали ему неправильную в плане форму

и чашеобразный поперечный профиль [28].

2. Провал образовался в результате вскрытия полости, сформировавшейся в зоне слабо напорных карстовых вод, движущихся к очагам разгрузки в гипсоносных породах, перекрытых аллювиальными отложениями значительной мощности.

28–29 августа 1949 г. в с. Усть-Кишерть возникли провалы на второй террасе р. Сылвы, сложенной суглинками, песками и галечниками мощностью 16–20 м, которые залежали на поповской свите.

Вначале на поверхности земли появилось блюдцеобразное понижение, в северо-западной стенке которого возникла трещина. Затем началось обрушение, сопровождавшееся шумом и излиянием воды. Спустя 5 ч к первому провалу присоединился второй. Они заполнились водой. Два озера в общей котловине разделялись гребнем высотой до 1,9 м. Длина

котловины была 50,5 м, ширина большей части – 40 м, меньшей – 22 м. отвесные стенки провалов имели высоту до 9 м и были сложены суглинками.

В 70 м от провалов находилась старая чашеобразная воронка. 28 августа в ней были замечены трещины, а в ночь на 29 августа образовался провал размером 15×17,5 м, глубиной до 5,5 м.

В последующие годы склоны провалов несколько выполаживаются, на них появляется растительность. В 1957 г. длина котловины двух слившихся провалов составляла 64,6 м, ширина большей части – 52,3 м, меньшей – 27,6 м. Третий провал также увеличился (табл. 5). Летом 1978 г., через 29 лет после образования провалов, было отмечено дальнейшее увеличение сдвоенной котловины в горизонтальном направлении.

Т а б л и ц а 5

**Изменение размеров Кишертских провалов за 29 лет, м**

| Дата                     | 1–2 провалы |              |                 | 3 провал |        |         |
|--------------------------|-------------|--------------|-----------------|----------|--------|---------|
|                          | длина       | ширина       | глубина до воды | длина    | ширина | глубина |
| 29.VIII.1949             | 50,5        | 40,0         | 9,0             | 17,5     | 15,0   | 5,5     |
| 10.VII.1957              | 64,6        | 52,3<br>27,6 | 7,9             | 24,3     | 23,6   | 4,2     |
| VIII.1978                | 69,0        | 54,5         | 6,1             | 26,0     | 24,4   | 3,9     |
| 29.VIII.1949–11.VII.1978 | + 18,5      | + 14,5       | -2,9            | +8,5     | +9,4   | -1,6    |

3. Провал образовался вследствие вскрытия полости, сформировавшейся в зоне поддолинной циркуляции при наличии покровных аллювиальных отложений небольшой мощности. Примером служат провалы, возникшие 28 марта 1956 г. в окрестностях д. Пеньки на первой террасе р. Сылвы, вблизи коренного берега, сложенного гипсами. Цепочка из четырех провалов была вытянута вдоль коренного берега, вероятно, над поддолинным потоком, текущим под шейкой меандры (рис. 8). 7 апреля 1956 г. наибольший из них (22×17 м) четко выделялся на фоне белого снега. Глубина до воды, часть которой замерзла, в западной его части составляла 4,6 м. Параллельно крутым стенкам провала прослеживались трещины. В южной части были нагромождены обрушившиеся массы пород. Вторая воронка (7×8 м) глубиной

2,5 м была заполнена снегом, и только в северо-восточной стенке обнажалась почва. Здесь прослеживалось несколько трещин. Третья и четвертая воронки имели вид заснеженных блюдечек с поперечником 4 и 8,5 м и глубиной 1,5 и 2,5 м.

В июле 1957 г. первая воронка представляла собой озеро глубиной около 3 м. Длина ее увеличилась до 25,8 м, ширина – до 19,8 м. Высота северного и западного склонов, осложненных оползнями, достигала 3,5 м. Вторая воронка (14,7×11,6 м) имела глубину 2,6 м. Третья (7,3×7,9 м) и четвертая (11,0×12,3 м) воронки глубиной соответственно 2 и 4,5 м были задернованы. Между первым и вторым провалами появилась небольшая воронка диаметром 2,8 м и глубиной 45 см.

Во многих случаях провал эволюционирует от цилиндрической или конусообразной воронки с оконтуривающими трещинами и обнаженными склонами к чашеобразной и блюдцеобразной с пологими задернованными склонами, причем первая стадия может иметь различную продолжительность. Некоторые провалы, как например Кордонский и Кишертские, длительное время, 30–50 лет, сохраняют значительную крутизну склонов. При неглубоком залегании подземных вод провал заполняется водой. Возникший провал преобразуется под воздействием эрозии, оползней, суффозии, эоловых процессов, заболачивания, зарастания, деятельности человека. Формы, достигшие стадии старения, омолаживаются благодаря новым провалам на их дне и склонах. Такие случаи описаны в Татарии [49], Пермской области [28] и других районах.

Морфология провалов-воронки в какой-то степени отражает их возраст. На основе детальных съемок карстовых форм и стационарных наблюдений для района г. Держинска предпринята попытка выделить стадии развития воронок по внешним признакам и оценить их продолжительность в годах [46]. В этом же районе возраст воронок определяется по составу заполняющего их материала [45].

Ч а с т о т а   в о з н и к н о в е н и я   п р о в а л о в . При инженерно-геологических исследованиях в карстовых районах собираются сведения о провалах для прогнозной оценки их возможных размеров и частоты возникновения. Обычно местные жители сообщают сведения о наиболее крупных или свежих провалах. Со временем происходит потеря информации о провалах. В одном из карстовых районов Башкирии, где зафиксировано несколько тысяч карстовых воронок на площади в несколько сот квадратных километров, были собраны данные о 28 провалах [10].

**Категории устойчивости закарстованных территорий по данным разных исследователей**

| Т – число лет/1 провал на 1 км <sup>2</sup> | Н – число провалов на 1 км <sup>2</sup> в год | З. А. Макеев [70]          | Г. А. Максимович [72, 73] | И. А. Саваренский [90]                    |
|---|---|----------------------------|---------------------------|---|
| < 0,1                                       | > 10  | I – весьма неустойчивые    | 5 – катастрофические      | I – очень неустойчивые                    |
| 0,1–0,2                                     | 5–10  |                            | 4 – весьма неустойчивые   |   |
| 0,2–1                                       | 1–5   | II – неустойчивые          | 3 – неустойчивые          | II – неустойчивые                         |
| 1–10  | 0,1–1   | III – средней устойчивости | 2 – слабо устойчивые      | III – недостаточно устойчивые             |
| 10–20                                       | 0,05–0,1                                      |                            |                           | IV – с несколько пониженной устойчивостью |
| 20–50                                       | 0,02–0,05                                     | IV – устойчивые            | 1 – устойчивые            | V – относительно устойчивые               |
| 50–100                                      | 0,01–0,02                                     |                            |                           | VI – устойчивые                           |
| > 100                                       | < 0,01  | V – весьма устойчивые      |                           |   |
|   | 0   |                            |                           |   |

| Годы                | 1966 | 1961–1965 | 1941–1960 | 1921–1940 | 1900–1920 |
|---------------------|------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Количество провалов | 10   | 6         | 5         | 4         | 3         |
| Средний диаметр, м  | 5    | 7,5       | 14        | 40        | –         |

Количество провалов, выявленных в 1966 г., принято за 100 %. При допущении неизменности частоты провалов полнота информации о них за предшествующие 5 лет составляет около 10 %, а за более отдаленный период 1,5 %. Обращает внимание увеличение и рост среднего диаметра провалов с потерей информации о их количестве. Для более достоверной оценки частоты образования провалов необходимо выделить опорные участки и периодически, не реже чем через 5–10 лет, обследовать их.

При оценке степени устойчивости закарстованных территорий в инженерной геологии используются показатели, в основе которых лежит учет провалов:  $N$  – количество провалов, возникающих в год на  $1 \text{ км}^2$ , и  $T$  – число лет, в течение которых появляется 1 провал на  $1 \text{ км}^2$  (табл. 6).

В карстовых районах Пермской области эти показатели изменяются в больших пределах (табл. 7).

Т а б л и ц а 7

**Степень устойчивости карстовых участков**  
(Пермская область)

| Карстовый участок  | Всего учтено провалов | Площадь, $\text{км}^2$ | Число провалов в год на $1 \text{ км}^2$ | Класс устойчивости [73] | Степень устойчивости [90] |
|--------------------|-----------------------|------------------------|--|-------------------------|---------------------------|
| Пос. Полазна [5]   | 12                    | 3,96                   | 0,56                                     | 3                       | II                        |
| Таборский          | 12                    | 4,0                    | 0,01                                     | 2                       | IV                        |
| Ключевской [28]    | 5                     | 0,37                   | 2,25                                     | 4                       | I                         |
| Район Кунгура [66] |                       |                        |  |                         |                           |
| Участок 17         | 10                    | 2,9                    | 0,17                                     | 3                       | II                        |
| Участок 20         | 5                     | 18,5                   | 0,014                                    | 2                       | IV                        |
| Участок 21         | 5                     | 0,3                    | 0,8                                      | 3                       | II                        |
| Участок 22         | 4                     | 2,6                    | 0,08                                     | 2                       | III                       |
| Участок 24         | 6                     | 1,4                    | 0,21                                     | 3                       | II                        |
| Участок 25         | 48                    | 10                     | 0,24                                     | 3                       | II                        |

Ряд исследователей отмечают активизацию провального процесса в определенные периоды, например в районе г. Кунгура в годы с большим количеством осадков и высокими весенними паводками [66]. В Татарии провалы совпадают с периодом минимального паводочного уровня р. Волги, когда происходит усиленный сток подземных вод в русло реки [49].

Для Башкирии установлена 11–16-летняя периодичность активизации провалов, синхронная с периодичностью климатических факторов и режима карстовых вод. Появление новых провалов может быть вызвано деятельностью человека – изменением режима подземных вод при создании водохранилищ, каналов, эксплуатации водозаборов [87], при разработке полезных ископаемых, разрыхлением грунта и перераспределением стока при строительстве различных объектов, увеличением нагрузок на поверхность земли.

После создания Камского водохранилища наблюдалось усиление провального процесса на его берегах [67, 6, 83]. Так, на территории пос. Полазна с 1956 по 1961 г. произошло 11 провалов, тогда как в предыдущие пятьдесят лет зафиксировано 2 провала. Образование провалов по берегам в зоне наивысшего подпорного горизонта обусловлено повышением уровня подземных вод и значительными его колебаниями в течение года, увлажнением и выносом материала из карстовых полостей.

Интенсивность провального процесса возрастает после сооружения промышленных и гражданских объектов, дорог, причем одновременно происходит увеличение размеров провалов [66]. Так, с 1960 по 1971 г. в районе Кунгура, вдоль сооруженных тракта и шоссе, на Ледяной горе, зафиксировано 22 провала в кюветах, резервах и в одном случае на проезжей части дороги [66].

Строительство железных дорог и других сооружений, прокладка водоканализационных коммуникаций, вырубка леса, горные работы в районе г. Уфы способствуют развитию карста и провалов, особенно на крутых склонах долин рек Белой и Уфы [105]. По неполным сведениям на Уфимском карстовом косогоре с 1893 по 1966 г. зафиксировано 80 провалов, в Старой Уфе с 1902 по 1965 г. – 26, в северной части Уфы с 1950 по 1968 г. – 5, в окрестностях Уфы с 1894 по 1966 г. – 15.

При оценке устойчивости территорий необходимо учитывать не только количество возникающих провалов, но и их активизацию под влиянием деятельности человека. Сведения о провалах во многих карстовых районах неполны, поэтому в настоящее время при оценке степени устойчивости закарстованных

**Опыт районирования закарстовых площадей юга Горьковской области по комплексу показателей [88]**

| Категория устойчивости [90]               | Мощность $P_{2t}$ , м | Плотность воронок на $1 \text{ км}^2$ | $K_s$ , % | $N$ провалов в год на $1 \text{ км}^2$ |
|---|-----------------------|---------------------------------------|-----------|--|
| II – неустойчивые                         | 0–15                  | 75–411                                | 0,4–11,3  | более 0,1                              |
| III – недостаточно устойчивые             | 0–15                  | 20–63                                 | 1,33–9,57 | 0,05–0,1                               |
| IV – с несколько пониженной устойчивостью | 10–25                 | менее 20                              |           | 0,01–0,05                              |
| V – относительно устойчивые               | 25–60                 | менее 5                               |           | менее 0,01                             |

территорий используются также такие показатели, как плотность воронок, коэффициент площадной закарстованности, мощность покровных отложений, между которыми отмечается определенная зависимость (табл. 8). Отношение среднегодового количества провалов к плотности воронок для карстовых районов юга Горьковской области составляет 0,001–0,003 [88]. Для Кишертско-Суксунского карстового района предпринята попытка охарактеризовать классы устойчивости тремя показателями (табл. 9). Установленные связи имеют, видимо, местное значение.

Т а б л и ц а 9

**Оценка классов устойчивости по плотности карстовых форм и коэффициентам закарстованности [28]**

| Класс устойчивости [73] | Плотность воронок на $1 \text{ км}^2$ | $K_s$ , % | $K_d$ , см |
|-------------------------|---------------------------------------|-----------|------------|
| 2 – слабоустойчивые     | < 100                                 | < 4       | < 10       |
| 3 – неустойчивые        | 100–200                               | 4–10      | 10–50      |
| 4 – весьма неустойчивые | > 200                                 | > 10      | > 50       |

Приведенные данные показывают, что наряду с количественными характеристиками при оценке устойчивости закарстованных территорий следует учитывать комплекс геологических и гидрогеологических условий, определяющих развитие карста.

**Карстовые рвы.** Это сильно вытянутые замкнутые углубления с неровным дном, осложненным дозорами и воронками. Они располагаются обычно в верхних частях склонов речных долин, придолинных участках междуречий, реже в суходолах, на крутых склонах озер, а также у подножья останцовых возвышенностей (рис. 9). Впервые изучены карстовые рвы в карбонатных породах [95], в гипсах они исследованы на Беломорско-Кулойском плато [93], в Южном Приангарье [13], Предуралье [62], Среднем Поволжье [58, 96].



Рис. 9. Карстовые рвы в бассейне р. Сылвы, в районе г. Кунгура [62]

А. В. Ступишин [96] и Н. П. Лаптева [58] по морфологическим признакам выделяют рвы, расположенные на склонах речных долин, на крутых склонах карстовых озер и у подножья островных возвышенностей.

В. С. Лукин [62] различает в гипсо-ангидритовых отложениях Предуралья (бассейн р. Сылвы) карстовые рвы, приуроченные к трещинам бортового отпора и расположенные над зонами интенсивного стока карстовых вод. Первые закладываются по трещинам бортового отпора и рвам отседания на склонах речных долин или в присклоновых частях междуречий.

Трещины бортового отпора вытянуты вдоль склонов, в верхней части они почти вертикальны, с глубиной приобретают падение к реке под углом 30–50°. У поверхности трещины раскрыты или заполнены элювиально-делювиальным материалом. Происхождение этих трещин связывают с нарушением в результате эрозии равновесия пород, слагающих склон. Основную роль в их образовании играет разгрузка внутреннего напряжения массива, вызываемая эрозией [69]. В Южном Приангарье трещины бортового отпора развиваются исключительно по тектоническим трещинам. При действии силы тяжести на блоки пород трещины бортового отпора расширяются до рвов отседания. При наличии в основании берегового склона ослабленных закарстованных зон отдельные блоки испытывают неравномерную осадку и наклоняются в сторону долины.

В Южном Приангарье, на левом склоне долины р. Ангары, у устья пади Шалоты, отседание происходит вдоль отвесного уступа 40-метровой террасы, сложенного кембрийскими гипсо-ангидритовыми породами с пластами доломита. Наряду с крупными рвами и многочисленными зияющими трещинами здесь наблюдаются блоки пород, смещенные в различных направлениях, микроскладки, изгибы пластов. Вблизи рвов широко распространены гипсовые брекчии, включающие глыбы до 2 м<sup>3</sup>. Залегающие на гипсах доломиты сильно разрушены. На поверхности террасы развиты воронки, а в ее цоколе – полости, заполненные щебнисто-глинистым материалом [13]. На высоких крутых склонах с явно выраженной тектонической трещиноватостью процессы отседания протекают быстро и часто завершаются обрушением блоков пород. На склонах меньшей крутизны, где отседание происходит медленнее, трещины бортового отпора и эмбриональные рвы отседания преобразуются в карстовые рвы.

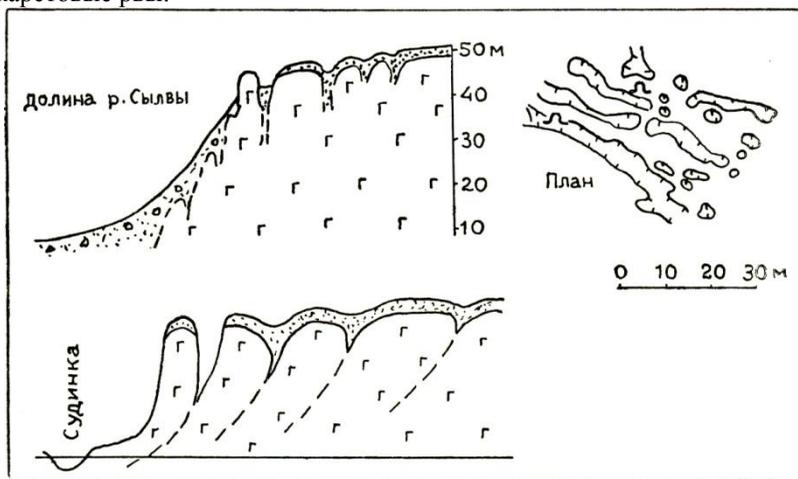


Рис. 10. Трещины бортового отпора и рвы на склонах долин р. Сылвы [62] и Судинки [109]

В долине р. Судинки на западном склоне Уфимского плато вдоль трещин бортового отпора прослеживаются цепи воронок, вытянутые параллельно долине [109]. На глубине трещины переходят в пещеру протяженностью 15 м. Вход в пещеру находится выше уровня реки на 15 м. Ниже его склон покрыт конусом выноса, состоящим из осадков, принесенных временными потоками через трещины.

Наиболее четко трещины бортового отпора и рвы выражены

на участке долины с подземным течением реки. Первая от реки трещина имеет ширину в верхней части 2,5–3 м и отделяет гряду гипсовых столбов (рис. 10). Начиная с глубины 5–7 м, трещина заполнена глыбами и мелкими обломками гипса. Стенки ее в верхней части почти вертикальны (70–90°), ниже выполаживаются (55–60°). На расстоянии 8–10 м от этой трещины расположен ров, осложненный воронками. Еще дальше от склона долины прослеживаются цепи воронок.

В бассейне р. Сылвы (Предуралье) карстовые рвы, приуроченные к трещинам бортового отпора, имеют обычно протяженность 20–50 м, ширину 1–15 м, глубину до 10 м [62].

Карстовые рвы над зонами интенсивного подземного стока карстовых вод формируются в различных геоморфологических условиях: на склонах, в суходолах, присклоновых частях водоразделов. В Предуралье они отличаются большими размерами: длина 0,1–2,5 км, ширина 5–200 м, глубина до 12 м. Большую роль в образовании рвов играют бортовые потоки, представляющие собой концентрированные продольные потоки карстовых вод в склонах долин на границах эрозионных и аккумулятивных террас. Разгрузка их происходит в местах выклинивания аккумулятивных террас. Питаются бортовые потоки карстовыми водами, поступающими со стороны водораздела, грунтовыми водами аккумулятивных террас, поверхностными водами, поглощаемыми трещинами на склоне, речными, особенно в половодье.

Выделяют три стадии в развитии карстовых рвов [62, 4]. Первоначально на поверхности, над трещинами бортового отпора или над участками интенсивного подземного стока, появляются цепи воронок. На первой стадии группы слившихся местами воронок разделены перемычками. На второй стадии длина рва увеличивается за счет слияния и углубления впадин. В результате заполнения карстовых полостей и трещин под его дном глинисто-обломочным материалом бортовой поток смещается в сторону склона, где возникают новые провалы. На последней стадии дно покрывается илистым материалом, происходит заболачивание, появляются карстовые озера. Выравнивание дна создает условия для стока поверхностных вод к одному из концов рва или к пониженным его частям. Все эти стадии можно проследить на примере карстовых рвов района пос. Полазна (рис. 11).

Наличие трещин бортового отпора, рвов отседания, карстовых рвов и связанных с ними небольших пещер снижает устойчивость склонов и присклоновых участков междуречий, создает неблагоприятные условия для дорожного, гидротехнического и других видов строительства.

**Карстовые котловины.** Это замкнутые понижения с поперечником 100–500 м и глубиной обычно более 10 м, образующиеся в результате расширения одной или слияния нескольких воронок. Склоны их осложнены эрозионными формами, а дно – понорами. Заиленные участки дна могут быть заняты кольматационными озерами. В карстовых полях существует определенная связь между плотностью воронок и котловинами.

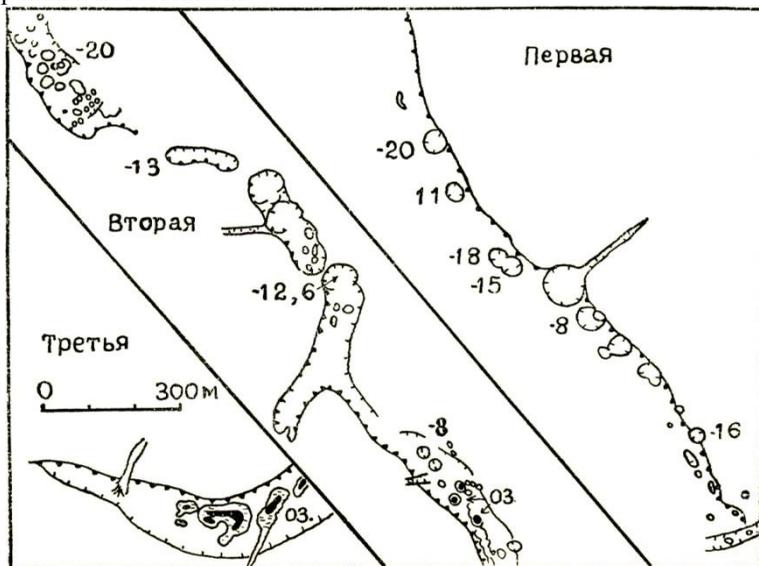


Рис. 11. Стадии развития рвов в районе Полазны [4].  
Цифрами обозначена глубина воронок

На Беломорско-Кулойском плато котловины располагаются в верховьях крупных карстовых логов. Они группируются в виде полос длиной 4–10 км, шириной 1–4 км, которые являются водосборами подземных карстовых рек, текущих под логами. Форма котловин округлая или вытянутая по направлению стока, дно неровное. Длина 100–500 м, ширина 50–70 м, глубина 8–30 м. Некоторые котловины заполнены водой [93].

В Индерском районе котловины образуются на вершинах гипсовых холмов, представляющих собой купола с просевшими сводами (рис. 12). Проседание гипсов, по-видимому, связано с выщелачиванием нижележащей соли [111].

Котловины в активную стадию развития поглощают поверхностный сток. В результате кольматации трещин и понор

на дне они превращаются в озера, заболачиваются или заполняются осадками.

**Карстовые лога и овраги.** Это замкнутые, с висячим устьем или открытые в сторону реки долинообразные понижения, дно и склоны которых закарстованы. Карстовыми оврагами называют формы с крутыми обнаженными склонами, логами – с более пологими задернованными склонами, ложбинами – пологие неглубокие понижения, суходолами – сухие долины протяженностью в несколько километров с поглощающими воронками и понорами на дне.

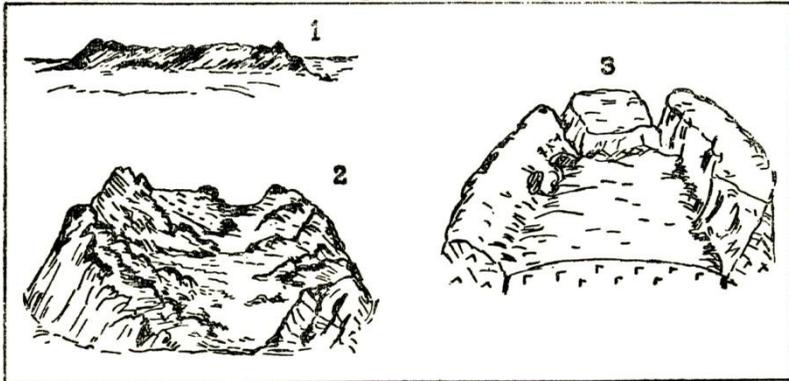


Рис. 12. Гипсовые холмы Индерского поднятия [111]:

1 – Курган-Тау; 2 – карстовый овраг на вершине холма; 3 – карстовая котловина на вершине холма

Соотношение эрозионных и карстовых процессов меняется по мере развития этих форм. В ранние стадии дно оврага, покрытое воронками, располагается выше уровня карстовых вод и является зоной поглощения поверхностного стока. В более поздние стадии переуглубленные участки дна вскрывают карстовые воды и в конечную стадию на дне появляется постоянный водоток.

Карстовые лога в зависимости от положения их дна относительно карстовых вод подразделены на три группы.

1. Подвешенные карстовые ложбины, лога и овраги образуются при слиянии ряда воронок и являются зонами поглощения поверхностного стока. На западном крыле Уфимского вала слепые лога длиной до 400 м заканчиваются крупными воронками с понорами на дне [110]. На правобережье р. Оки карстовый овраг Прорва тянется на 850 м при ширине 45 м причем 14,8 % занятой им площади поражено воронками [86].

В Индерском районе встречаются овраги двух типов [52]. Первый тип – короткие, но глубокие (10–12 м) карстовые овраги – образуются в результате слияния цепочки воронок на участках с малой мощностью покровных отложений. Второй тип – эрозионно-карстовые овраги длиной 700–800 м и глубиной до 20 м – развиваются на участках с большой мощностью покровных отложений (7–15 м). Крутые склоны их сложены суглинками и супесями, на дне воронок обнажается гипс. Верховья их типично эрозионные. Обычно группы оврагов имеют звездчатое расположение. Из оврагов вглубь массива сносится много рыхлого материала. При длине оврага 300 м, ширине 20 м и глубине в суглинках 10 м в толщу кепрока выносится около 40 тыс. м<sup>3</sup> материала.

На дне логов и суходолов возникают провальные воронки и овраги. Ущелеобразные провальные овраги на дне суходолов (падей) в Южном Приангарье имеют длину 50–150 м, ширину 2–5 м, глубину 7–10 м. Отвесные стенки их сложены чередующимися гипсо-ангидритами, доломит-ангидритами, реже доломитами, а дно покрыто глыбами. Они образуются благодаря обрушению кровли узких полостей под днищами падей и по простирацию переходят в пещеры-щели высотой до 4 м и шириной до 2–3 м [13].

2. Мешкообразные лога с замкнутым, ограниченным крутым уступом, верховьем, являются следствием обрушения сводов пещер, причем этот процесс распространяется от склона вглубь массива, т. е. регрессивно. На Беломорско-Кулойском плато они имеют протяженность 300–400 м, местами до 1 км, глубину 20–50 м. Крутые склоны логов сложены гипсами, верховья представляют собой обрыв гипса с глыбовой осыпью. Под глыбами иногда прослеживается ручей, который ниже появляется на дне лога. Здесь же встречаются карстовые лога, верховья которых расположены на контакте гипсов и красноцветов. Водоток, текущий на дне эрозионного лога, теряется в понорах на контакте с гипсом. Обрушение свода подземных полостей смещается от устья лога до понора [93].

3. Крупные карстовые лога, дно которых местами вскрывает воды зоны горизонтальной циркуляции или подзоны подвешенных вод, представляют собой формы, переходные к эрозионно-карстовым долинам. Изучены на Беломорско-Кулойском плато [93, 60]. Здесь лога, по местному ворги, тянутся от речных долин или уступа плато на многие километры. Направление отдельных участков соответствует простирацию трещин. Например, лог Карьяла в Голубинском карстовом районе, в юго-восточной части плато, имеет протяженность 10 км [8]. В верховьях склоны высотой 4–20 м задернованы и залесены, дно покрыто воронками. Прилегающие к логу залесенные

пространства сильно закарстованы. В верховьях обнаружено пять пещер, причем некоторые с водотоками. Дно лога совпадает со слоем доломита. Вблизи пещеры № 4 водоток, расход которого в межень составляет  $0,3 \text{ м}^3/\text{с}$ , уходит под землю и течет под слоем доломита на протяжении 6 км (рис. 13). В средней части ширина лога 10–50 м, глубина до 30 м, по дну прослеживаются воронки. Здесь же обследована пещера. В низовьях лог расширяется местами до 120 м, в склонах часто встречаются обнажения гипса высотой до 30 м, дно осложнено воронками и мелкими озерами. Здесь из грифона на дне одной из пещер вытекает р. Карьяла (расход  $1 \text{ м}^3/\text{с}$ ).

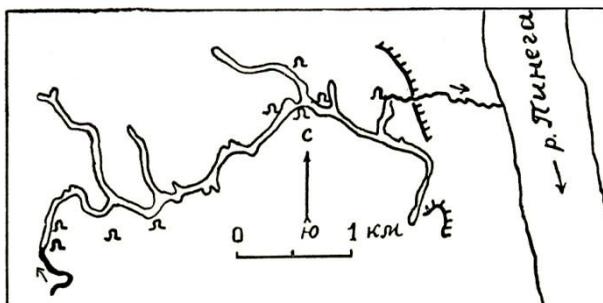


Рис. 13. Лог Карьяла с пещерами [8]

Эрозионно-карстовые долины являются последней стадией развития долинных форм гипсового карста. Таковы долины на Беломорско-Кулойском плато, например, долина р. Сотки глубиной до 100 м с обнажениями гипса в крутых склонах [93], а также долины по окраинам Уфимского плато [65, 76, 110].

**Карстовые депрессии.** Представляют собой понижения с неровным дном и расчлененными склонами, имеющими поперечник от нескольких сотен метров до нескольких километров, а глубину – десятки метров. Они отражают дальнейшую стадию развития карстовых котловин и рвов, когда карстовый процесс интенсивно распространяется в латеральном направлении. Эти формы аналогичны полям карбонатного и пологим депрессиям соляного карста. Глубокие участки дна активных депрессий вскрывают карстовые воды.

Наиболее благоприятны для заложения депрессий зоны контакта сульфатных пород с карбонатными или терригенными на крыльях положительных структур. Приконтактные депрессии изучены на западном и восточном крыльях Уфимского вала в Пермской области. Здесь в полосе замещения карбонатных пород сульфатными вначале появляются поля воронок,

затем – котловины и депрессии, на более поздних стадиях – карстовые долины.

Депрессии приурочены также к сводам локальных поднятий, сложенных гипсо-ангидритовыми породами, зонам тектонических нарушений. В своде Верхнеполазнинского поднятия гипсо-ангидритовые пачки иренской свиты в результате карста разрушены, и в депрессии на филипповских доломитах залегает карстовая брекчия.

### Типы депрессий в районах сульфатного карста Пермской области [32]

Т а б л и ц а 1 0

| Тип                        | Обводненность   | Сток из депрессии        |                | Примеры                              |
|----------------------------|---|--------------------------|----------------|--------------------------------------|
|                            |   | поверхностный            | подземный      |                                      |
| I – карстовые              | сухие с понами на дне                                 | отсутствует              | преобладает    | на западном склоне Уфимского плато   |
|                            | бессточные озера преимущественно атмосферного питания | отсутствует или сезонный | преобладает    | Дреминская, Бурцевская, Дикоозерская |
|                            | подземнопроточные озера                               | отсутствует              | преобладает    | Мазуевская                           |
| II – эрозионно-карстовые   | восходящие источники                                  | небольшие реки           | незначительный | Низковская, Суксунско-Советинская    |
|                            | река, подземнопроточные озера                         | речной                   | незначительный | в долинах рек Полазны и Кухтыма      |
|                            | река, проточные озера                                 | речной                   | незначительный | Озерная                              |
|                            | река, сточные родниковые озера                        | речной                   | незначительный | Дурнятская                           |
| III – карстово-эрозионные  | река  | речной                   | отсутствует    | Мутнинская                           |
| IV – карстовые погребенные | сухие   | отсутствует              | отсутствует    | Полазнинская                         |

Исследование ряда карстовых районов Пермской области [32] позволило разделить карстовые депрессии по гидрологическим признакам на четыре типа (табл. 10, рис. 14).

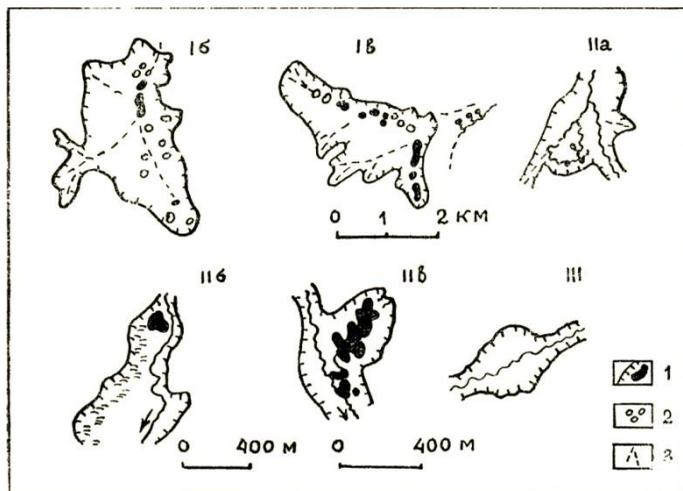


Рис. 14. Типы карстовых депрессий: 1 – озера; 2 – воронки; 3 – сухие русла [32]

I. Карстовые депрессии – замкнутые, обычно бессточные или с перемежающимся поверхностным стоком. Поверхностные воды, стекающие в депрессию, поглощаются понорами на дне воронок или питают озера. Весной часть вод из некоторых депрессий стекает по ложбинам. Наиболее глубокие озера вскрывают карстовые воды. На склонах и дне происходят провалы. Сухие депрессии с понорами на дне занимают промежуточное положение между котловинами и типичными депрессиями.

Озерными депрессиями являются Дреминская, Бурдევская, Дикоозерская в Кишертоко-Суксунском карстовом районе [28]. Дреминская депрессия находится в верхьях лога, впадающего в р. Сединку. Наиболее пониженная часть ее занята небольшим озером с пресной водой. На склонах обнаружены поглощающие и заиленные воронки. Бурдევская депрессия расположена между верхьями двух логов. Склоны ее покрыты воронками, а дно – пресноводными озерами и болотами. Дикоозерская депрессия отличается от Бурдევской большими размерами: длина около 4 км, ширина до 1,8 км, глубина 90 м. Здесь исследовано восемь озер, имеющих пресную воду. В одном из них в 1953 г. произошел провал.

Примером депрессии с подземнопроточными озерами является Мазуевская (длина 3 км, ширина 1,5 км, глубина до 100 м). Озера, представляющие различные стадии заболачивания, расположены двумя группами: первая – Большое, Малое, Черная Яма, озеро со сплавиной, вторая – Карасье, Среднее, Южное (табл. 11).

Т а б л и ц а 1 1

**Озера и болота Мазуевской депрессии**

| Название         | Длина, ширина, м | Глубина, м          | Заболоченность                     |
|------------------|------------------|---------------------|------------------------------------|
| Большое          | 160–57           | 5,75                | слабая                             |
| Черная Яма       | 62–41            | 4,35                | до 2 м у берега                    |
| Светлая Яма      | 100–40           | –                   | до 1 м у берега                    |
| Оз. со сплавиной | около 40         | 3,3 у края сплавины | сплавина покрывает более 1/2 озера |
| Карасье          | 400–70           | 8 у края сплавины   | »                                  |
| Среднее          | около 60         | –                   | покрыто сплавиной                  |
| Южное            | 240–140          | –                   | »                                  |
| Малое            | 27–22            | 1,5                 | покрыто ряской                     |

Озера Малое, Карасье, Черная Яма и озеро со сплавиной имеют минерализацию воды 180–354 мг/л и относятся к гидрокарбонатной гидрохимической формации. Два озера – Большая Яма и Светлая Яма, которые питаются карстовыми водами, отличаются повышенной минерализацией (764 и 1525 мг/л) и сульфатным составом. В Мазуевской депрессии известны пещеры и провалы.

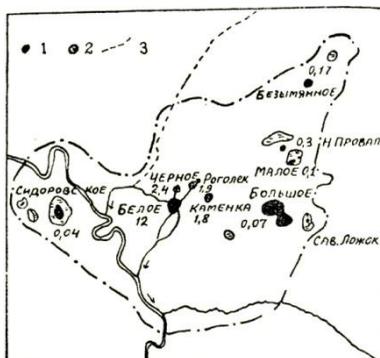
II. Эрозионно-карстовые депрессии формируются в результате как карстовых, так и эрозионных процессов. Они могут быть сточными и проточными. К сточным депрессиям, на дне которых выходят восходящие источники, относятся Низковская и Суксунско-Советинская. Низковская депрессия имеет поперечник около 2 км. Восходящие сульфатные источники, вытекающие у подножья южного склона, дают начало р. Кишертке. Часть карбоната кальция осаждается из родниковой воды, минерализация которой более 2 г/л, в виде известкового туфа. Суксунско-Советинская депрессия вытянута на 14 км при ширине 2,5 км и глубине до 100 м. Сульфатные источники питают р. Советнику, расход которой в устье достигает 257 л/с. На контакте с карбонатными породами в устье

Суксунского суходола начинается пресная р. Ключи с расходом более 500 л/с. Дно депрессии занято прудом, а склоны местами покрыты воронками. Из пруда вытекает р. Суксунчик.

Проточные депрессии с подземнопроточными озерами и заболоченным дном исследованы в долинах рек Полазны и Кухтыма. Озера с сульфатной водой не связаны с реками. В долине р. Полазны, ниже впадения Каменного Лога, образовалась депрессия длиной около 1,3 км и шириной до 450 м. В северной ее части расположено озеро (длина 198 м, ширина 115 м, глубина 10 м). Оно состоит из трех чашеобразных воронок, заполненных сульфатной водой с минерализацией 1,9 г/л.

В долинах рек Исток и Талая образовались депрессии с поверхностнопроточными озерами. Проточная депрессия Озерная, площадью около 1 км<sup>2</sup>, находится в долине р. Озерной. Дно ее занято оз. Большим. Котловина его состоит из 12 воронок, наибольшая глубина которых 16 м. Дно озера вскрывает сульфатные карстовые воды с минерализацией 1,5–1,8 г/л, а в крутом северо-восточном склоне депрессии выходят многочисленные пресные источники с минерализацией 336 мг/л. Оз. Большое соединяется протоками с системой небольших озер.

Рис. 15. Дурнятская депрессия:  
1 – озера, 2 – заболоченность,  
3 – сухие русла. Цифрами обозначена  
минерализация озер, г/л [7]



К проточным депрессиям с родниковыми озерами на дне относится Дурнятская в долине р. Пожвы, площадь которой около 2 км<sup>2</sup> [7]. В ней расположено 11 карстовых озер. Поперечник их от 52 до 232 м, глубина до 61 м (рис. 15). Глубокие, сточные, слабозаросшие у берегов озера центральной части депрессии: Белое, Черное, Роголек, Каменка – питаются преимущественно карстовыми водами. В первом озере вода поверхностного слоя имеет минерализацию не более 2,1 г/л и

сульфатно-кальциевый состав, а основной массы до глубины 46 м – 11,5–12,4 г/л и хлоридный состав, что указывает на питание водами соляного карста.

Озера восточной части депрессии: Большое, Малое, Савушкин Ложок, Новый Провал и Безымянное – являются бессточными. Минерализация озерной воды изменяется от 41–74 мг/л на поверхности до 75–334 мг/л вблизи дна, состав гидрокарбонатно-кальциевый. Здесь наряду с зарастающими сплавиной озерами встречаются молодые, например оз. Новый Провал. В западной части депрессии расположены мелкие, бессточные, заболоченные пресные озера (Сидоровское и др.).

Сток вод из Дурнятской депрессии происходит в виде двух ручьев, вытекающих из оз. Белого и впадающих в р. Пожву. Летом 1964 г. их расход составлял 298 м<sup>3</sup>/мин.

III. Карстово-эрозионные депрессии вскрыты речными долинами, например, Мутнинская депрессия – р. Мутной.

Соотношение карстовых и эрозионных процессов меняется в процессе эволюции карстового рельефа. Такова одна из схем развития депрессий: воронки → котловины → бессточные озерные депрессии → депрессии с подземнопроточными озерами → родниковые депрессии → вскрытые эрозией депрессии. В зависимости от геолого-гидрогеологических и геоморфологических условий отдельные звенья этой схемы могут выпадать. В депрессиях, развитие которых ограничивается в глубину наличием менее карстующихся или некарстующихся пород, на определенной стадии начинают преобладать аккумулятивные процессы.

IV. В ряде карстовых районов Пермской области при бурении вскрыты погребенные карстовые депрессии, заполненные брекчией коренных пород и четвертичными отложениями. На поверхности они проявляются в виде плоских замкнутых понижений неправильных очертаний. В южной части пос. Полазна бурением выявлена погребенная депрессия в гипсах лунежской пачки иренского горизонта кунгурского яруса [68].

Развитие гипсо-ангидритового карста на стадии карстовых депрессий характеризуется вовлечением в зону активного выщелачивания сульфатных пород значительной мощности, в результате чего они растворяются и выносятся в реки или замещаются карстовыми брекчиями. Карстовые депрессии описаны также и в других районах [46, 51].

**Гипсовые останцы.** Останцами называют изолированные возвышенности, уцелевшие от разрушения более высокой поверхности процессами денудации [22]. Применительно к гипсовому карсту это выступы гипса или ангидрита высотой обычно не более 15 м, в формировании которых большую

роль играют карстовые процессы. Гипсовые останцы отличаются от карбонатных небольшими размерами [73, 77].

В формировании останцов наряду с карстом принимают участие выветривание, эрозия, гравитационные и другие процессы, соотношение которых меняется по мере развития карстового рельефа. Велика роль трещин в обособлении блоков пород. В зависимости от соотношения основных процессов останцы подразделены на несколько типов [31].

1. Денудационные останцы или штоки и линзы гипса среди некарстующихся пород, отпрепарированные денудацией. Гипсовые холмы высотой до 120 м известны в Предуральском прогибе. Разгрузка подземных вод из закарстованных останцов способствует эрозии прилегающих участков.

2. Останцы глыб разломанных гипсовых кепроков на соляных куполах, обособившихся благодаря более интенсивной химической денудации солей. Примером является Гипсовая гора в Илецком карстовом районе.

3. Карстовые останцы, представляющие собой реликты перемычек между воронками и котловинами. В Норильской карстовой области, на Монтуровском месторождении (западные предгорья плато Сыверма), между воронками поднимаются крутостенные останцы высотой 10–15 м. На полуострове Юрунг-Тумус, в Хатангской области, на склоне сопки Соляной (Тус-Тух), при слиянии воронок образовались причудливые останцы в виде столбов, арки из гипса и каменной соли [81].

В Южнотаджикской карстовой области, на хребте Майдонон (участок Мингчукур), карстовые понижения разделены только холмообразными повышениями и перемычками из красноцветных гипсовых пород и гипсов нижнего мела [19].

4. Эрозионно-карстовые останцы на поймах и низких аккумулятивных террасах в долинах рек или в карстовых логах. Образование воронок, котловин и карстовых депрессий, ориентированных параллельно бровке коренного склона, приводит к отчленению участков гипса, которые затем обособляются как останцы. В половодье в их формировании большую роль играет речная эрозия.

В Башкирии, на первой надпойменной террасе р. Аургазы, притока р. Уршака, сохранились останцы гипса 230×140 м при высоте 14,5 м (рис. 16). В белых слоистых гипсах нижней перми наблюдаются мелкие складки и экзосбросы [39].

В Северодвинской области описаны гипсовые останцы в логу Городище, на правом берегу р. Пинеги, в 40 км ниже по течению пос. Пинега. Лог имеет длину около 1 км, ширину 100–200 м. Дно его, затопленное водой, ограничено склонами высотой около 8 м. Самый большой останец – с поперечником

до 300 м (рис. 16) пронизан пещерами, среди которых длиннейшей является Пинежская им. А. Терещенко длиной 2,3 км [23]. На дне слепых оврагов высота останцов 3–5 м. Видимо, к сложным денудационно-эрозионно-карстовым можно отнести останцы в долине р. Ходжаифил на южном склоне Кугитангтау. Девять останцов, сложенных гипсами гаурдакской свиты, вытянуты цепочкой на 4 км. Их длина 200–500 м, ширина 100–300 м, высота 10–60 м [1].

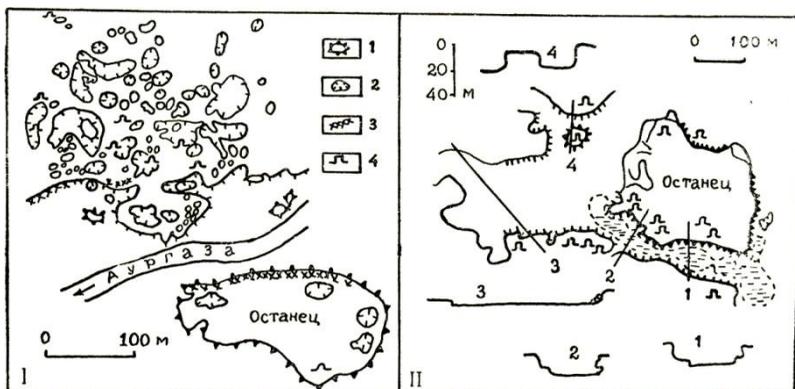


Рис. 16. Эрозионно-карстовые останцы: 1 – в долине р. Аургазы [39], II – в логу Городище в Северодвинской карстовой области [23]; 1 – останцы; 2 – воронки; 3 – обнажения гипса; 4 – пещеры

5. Гравитационно-карстовые останцы на склонах долин и логов. Блок пород отделяется от массива по закарстованным трещинам бортового отпора и смещается в сторону склона под действием силы тяжести. При наличии трещин, поперечных по отношению к трещинам бортового отпора, блок обособляется на столбы, башни и другие формы. Гипсовые останцы прямоугольной, часто причудливой, формы отмечены в верхней части отвесных склонов карстовых долин Беломорско-Кулойского плато, на склонах долины р. Судинки, на западном крыле Уфимского вала.

6. Бронирующие гипсовые останцы гипсово-соляных столов, грибов и столбов описаны в саях и на склонах соляных куполов Ходжа-Мумын, Ходжа-Сартис и др. Гипсовые шапки защищают основание из белой каменной соли от разрушения. Общая высота некоторых останцов достигает 12 м [36].

7. Псевдокарстовые гравитационные останцы. Это огромные глыбы гипса, отделившиеся от склона под действием силы тяжести. Последующее выщелачивание придает им вид

карстовых останцов. Таковы глыбы гипса у входа в пещеру Варсанюфьевой (Пермская область).

8. Подземные останцы, перекрытые рыхлыми или коренными породами и не выраженные на поверхности. Подземные останцы гипса в виде бугров и столбов высотой до 5–6 м обнаружены в Заларинском месторождении гипса на юге Сибирской платформы [14].

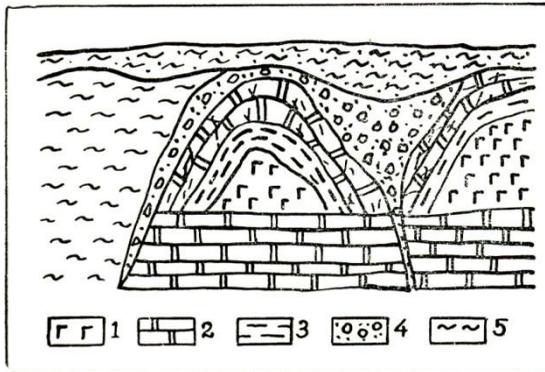


Рис. 17. Погребенные останцы гипса казанского яруса в придолинной части Коптева оврага [69]: 1 – гипс; 2 – доломит; 3 – коренные глины; 4 – элювиально-карстовые образования; 5 – глины, заполняющие воронки

В придолинной части Коптева оврага на левобережье Волги, выше г. Куйбышева, подземные останцы гипса казанского яруса имеют куполообразную форму (рис. 17). Вышележащие глины и доломиты изогнуты в виде антиклинальных складок. Здесь же обнаружены погребенные воронки. В рельефе эти формы не выражены [69]. Судя по ориентировке останцов основными путями развития карста были трещины бортового отпора.

Карстовые останцы фиксируют одну из стадий денудации карстовых районов. Карстовые процессы играют основную роль в формировании всех разновидностей останцов.

**Карстовые цирки.** Это выемки на склонах долин, окаймленные с трех сторон обрывистыми склонами, нижние части которых покрыты осыпями из глыб гипса. Из-под осыпей вытекают карстовые источники. Иногда за ними открывается вход в пещеру с водотоком. Последний может прорезать осыпь. Цирки образуются в результате обрушения привходовых залов пещер по трещинам бортового отпора. При дальнейшем

обрушении они переходят в мешкообразные карстовые долины [93].

**Естественные карстовые мосты и арки.** Представляют собой участки гипса, сохранившиеся над каналами в перемычках между воронками, над трещинами бортового отпора и карстовыми рвами, или фрагменты обрушившихся сводов карстовых каналов. Арки отличаются от мостов дугообразной формой и меньшей мощностью свода.

В карстовых районах Предуралья различают три типа этих форм: 1) арки и мосты над карстово-обвальными полостями зоны горизонтальной циркуляции, 2) арки, мосты и тоннели в трещинах разгрузки, 3) мосты и арки в морозных трещинах; расширенных подземной эрозией и растворением [64].

На Северном Кавказе, в бассейне р. Б. Лабы, карстовые воронки в балке, на склоне горы Экепце-Гадък, связаны между собой подземными каналами, над которыми поднимаются гипсовые мосты. Высота их над дном канала 1,5–2 м, реже 5–8 м. По дну воронок и под мостами течет ручей [43].

В долине р. Аургазы (Башкирия) сохранились мосты-реликты обрушившихся сводов карстовых туннелей – толщиной от 5 до 15 м [39]. Здесь же одна из арок поднимается над основанием на 1 м, имеет толщину свода 0,6–2,5 м, ширину 2,4–3 м и длину прохода 3 м.

Карстовые мосты и арки известны также в неогеновых гипсах Подолии [41].

Рассмотренные формы в гипсах недолговечны. Они являются признаком значительной активности карста или его более поздней стадии развития.

**Эволюция карстового рельефа.** Первые схемы эволюции карста были даны применительно к массивам карбонатных пород. Для гипсовых массивов Г. А. Максимовичем [73] рассмотрены этапы развития пещер и связанных с ними поверхностных форм. Позже были предложены схемы эволюции гипсового карста для двух геолого-геоморфологических обстановок восточного крыла Уфимского вала [28] и Беломорско-Кулойского плато [50, 51]. В этих схемах развитие поверхностных и подземных форм увязывается с историей формирования карстовых вод. Рассмотрим вначале первый случай.

На восточном крыле Уфимского вала карбонатные отложения нижней перми погружаются и в Предуральском прогибе фациально замещаются мергелями дивьей свиты. Выше их залегает поповская свита мергелей, глин, песчаников, доломитов, гипсов и ангидритов кунгурского яруса, которая восточнее переходит в песчано-глинистую кошелевскую свиту.

Поднятие района в четвертичном периоде активизирует процессы денудации. Со временем полоса развития сульфатных пород оказывается ниже соседних участков, сложенных карбонатными и песчано-глинистыми породами. Поверхностный сток направлен в сторону пониженной полосы. Наиболее интенсивно карст развивается на контакте сульфатных пород с карбонатными. Здесь образуются многочисленные воронки, которые местами сливаются в котловины и лога. Некоторые из них превращаются в озера с атмосферным питанием.

В соседнем, карбонатном массиве формируются зоны вертикальной нисходящей и горизонтальной циркуляции пресных карстовых вод гидрокарбонатно-кальциевого состава, движущихся соответственно общему падению пород. На восточном крыле вследствие замещения карбонатных пород менее проницаемыми породами, наличия погребенных рифов карстовые воды разгружаются в поповскую свиту. На контакте с гипсами, в трещиноватых зонах формируются концентрированные карстовые потоки. Глубинное выщелачивание гипсов сопровождается формированием карстовых брекчий. Эту стадию развития представляет междуречье Сылвы и Шаквы (рис. 18).

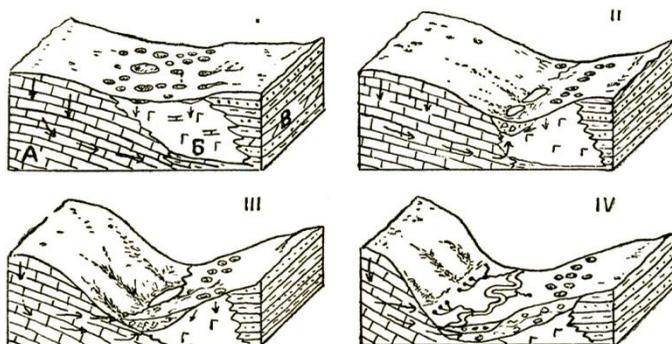


Рис. 18. Эволюция гипсового карста. Породы: А – карбонатные, Б – сульфатные, В – песчано-глинистые. Стадии развития карста: I – приподнятая закарстованная равнина, II – озерная депрессия с сульфатными источниками, III – вскрытая депрессия с пресным вклюдом, IV – речная долина с вклюдом. Направление движения карстовых вод показано стрелками

В результате слияния воронок и котловин образуются крупные депрессии с поперечником 2–3 км и более. Переуглубленные участки их превращаются в озера. Мощность карстовых брекчий в депрессиях увеличивается. Различие в

активности карбонатного и сульфатного карста приводит к появлению уступа карбонатных пород.

Воды из карбонатных отложений разгружаются в карстовые брекчии и загипсованные породы. При движении в последних пресные гидрокарбонатно-кальциевые воды преобразуются в сульфатно-кальциевые с повышенной минерализацией. Сульфатные воды питают родники, дающие начало рекам с расходом 60–250 л/с, а также карстовые озера.

Карстовые озера разнообразны по условиям питания, минерализации и химическому составу воды. На возвышенностях они питаются атмосферными осадками, в депрессиях – местами сульфатными карстовыми водами с минерализацией свыше 2 г/л.

Все это характерно для Мазуевского участка.

По мере углубления депрессий карстовые воды карбонатного массива выходят на поверхность. У подошвы уступа появляются исполиновые пресные источники с расходом около 500 л/с. На дне депрессий сульфатные источники питают небольшие реки. В этой стадии находится Суксунско-Советинская эрозионно-карстовая депрессия.

По мере понижения земной поверхности карстовые воды карбонатного массива получают свободный выход в виде многочисленных источников, питающих реку. Последняя размывает карстовые брекчии, меандрирует, делится на рукава. Один из склонов долины реки, где сохранились сульфатные породы, сильно закарстован. Такой облик имеет долина р. Иргины.

В идеальном случае развитие карста возможно до полного разрушения сульфатной толщи. Необходимо иметь в виду, что поднятие местности вовлекает в зону активных карстовых процессов все новые и новые толщи пород.

Основные этапы эволюции гипсового карста Беломорско-Кулойского плато отражены в табл. 12. Конечными формами здесь являются поля, т. е. полеобразные депрессии, денудационные равнины [51] и, видимо, отсутствующие в схеме – карстовые долины с постоянными водотоками.

Знакомство с полями областей карбонатного карста позволило прийти к заключению, что эти формы не встречаются в районах гипсового карста, где их аналогами являются карстовые депрессии.

Таким образом, в районах развития гипсо-ангидритового карста наблюдаются разнообразные формы рельефа – от карров до депрессий. Карры имеют обычно небольшие размеры. К более крупным формам относятся трещинные карры, которые следует выделить в особый тип. Поноры приурочены

Таблица 12

## Эволюция гипсового карста Беломорско-Кулойского плато [51]

| Стадия  | Этап                  | Преобладающий карстообразующий сток |                   | Ведущие карстовые формы          |                | Основные процессы            |
|---------|-----------------------|-------------------------------------|-------------------|----------------------------------|----------------|------------------------------|
|         |                       | тип                                 | характер          | поверхностные                    | подземные      |                              |
| Юная    | карров                | поверхностный                       | рассеянный        | карры                            | трещины        | коррозия                     |
|         | воронок               |                                     | сосредоточенный   | воронки                          | щели           | коррозия, эрозия             |
|         | ложбин                |                                     | концентрированных | ложбины                          | каналы         | эрозия, коррозия             |
| Зрелая  | пещерно-галерейный    | подземный                           | концентрированных | цепи ложбин                      | галереи        | эрозия, коррозия             |
|         | пещерно-обвальный     |                                     |                   | провалы                          | обвальные залы | эрозия, коррозия, гравитация |
|         | вскрытых пещер        |                                     |                   | карстовые лога (вскрытые пещеры) |                | гравитация, эрозия, коррозия |
| Дряхлая | полев                 | поверхностный                       | сосредоточенный   | поля                             |                | эрозия, коррозия             |
|         | денудационной равнины |                                     | рассеянный        | денудационная равнина            |                | коррозия                     |

к трещинам, часто на дне воронок, котловин, логов. Для гипсо-ангидритового карста характерны провальные колодцы и шахты. В гипсах встречаются только неглубокие и обычные (по классификации Г. А. Максимовича) шахты.

Наиболее распространенными формами являются воронки, часто провальные, плотность которых на наиболее закарстованных участках составляет несколько сотен на 1 км<sup>2</sup>. Площади с большой частотой провалов неблагоприятны для строительства. Важным вопросом инженерного карстоведения является установление механизма возникновения провалов и их прогноз. Рекомендованная в настоящее время методика оценки степени устойчивости закарстованных территорий по количеству возникающих провалов не отвечает требованиям практики. Необходима типизация карстовых районов по комплексу геологических, геоморфологических и гидрогеологических признаков.

В гипсо-ангидритовом карсте встречаются также карстовые рвы, котловины, лога различных типов, карстовые цирки, карстовые долины. Полям карбонатного карста подобны карстовые депрессии. Остаточными формами являются гипсовые останцы, карстовые мосты и арки.

Гипсовый карст по сравнению с карбонатным отличается большой динамичностью рельефа. Карстовые формы эволюционируют в геологически короткие отрезки времени. Карстовый рельеф является отражением гидрогеологических процессов, протекающих в толще карстующихся пород.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Абдужабаров М. А., Султанов З. С. Останцы Ходжаифила – участки интенсивного развития современного карста в гипсах низкогорий Кугитангтау. – В сб.: Карст мраморов, доломитов, рифов, известковых туфов и галогенных отложений. Пермь, 1978.
2. Альбов С. В. Объяснение происхождения провалов и просадок: поверхности теорией горного давления. – В сб.: Карстование. Пермский ун-т, 1948, вып. 4.
3. Бастратов Г. В. Опыт моделирования деформаций обрушения и оседания песчаных толщ над подземными полостями. – В сб.: Инженерные изыскания в строительстве. М.: Госстрой СССР, 1972. Серия II, вып. 4 (16).
4. Бутырина К. Г. Карстовые явления окрестностей поселка Полазны Добрянского района Пермской области. – Учен. зап. / Пермский ун-т, 1962, т. XXI, вып. 3.
5. Бутырина К. Г. Плотность карстовых воронок и некоторые другие особенности гипсового карста. – В сб.: Гидрогеология и карстование. Пермский ун-т, 1964, вып. 2.
6. Бутырина К. Г. Новые провалы на левобережье Камского водохранилища. – В сб.: География Пермской области. Пермский ун-т, 1964, вып. 2.

7. Бутырина К. Г. Карстовые озера центральной части Пермской области. – Матер. по физич. географии, охране природы Урала и сопредельных территорий. – Учен. зал. / Пермский ун-т, 1973, № 281.
8. Бузунов О. В., Голод М. П., Голод В. М. Коврижных Н. А. Голубинский район. – В кн.: Пещеры Пинего-Северодвинской карстовой области. Л.: Геогр. об-во СССР, 1974.
9. Верзаков М. С. Опыт использования методов математической статистики для оценки вероятных размеров карстовых провалов. – В сб.: Вопросы карстоведения. Пермский ун-т, 1969.
10. Верзаков М. С. Об оценке частоты карстовых провалов. – В сб.: Карст Башкирии. Уфа, 1971.
11. Верзаков М. С., Костарев В. П. Карст сульфатных отложений Рязано-Охлебининского вала. – В сб.: Карст Урала и Приуралья. Пермский ун-т, 1968.
12. Власов Ю. А. Из наблюдений над карстовыми явлениями в междуречье Бабки и Сылвы. – Учен. зап. / Пермский ун-т, 1962, т. 21, вып. 3.
13. Вологодский Г. П. Карст Южного Приангарья. – В кн.: Инженерно-геологические особенности Приангарского района и их значение для строительства. М.: Недра, 1965.
14. Вологодский Г. П. Карст Иркутского амфитеатра. – М.: Наука, 1975.
15. Вопросы инженерного карстоведения. – Кунгур, 1972.
16. Газизов М. С. Оценка устойчивости закарстованных пород в основаниях инженерных сооружений. – В сб.: Проектирование, строительство и эксплуатация земляного полотна в карстовых районах. – М.: Транспорт, 1968, вып. 8.
17. Гвоздецкий Н. А. Осинский провал. – Природа, 1952, № 11.
18. Гвоздецкий Н. А. Карст: – М.: Географгиз, 1954.
19. Гвоздецкий Н. А., Абдужабаров М. А. «Мингчукур» как особый тип карстового ландшафта и другие типы карста в горах Средней Азии. – В сб.: Вопросы общего и регионального карстоведения. Изд-во МГУ, 1977.
20. Гвоздецкий Н. А., Ступишин А. В., Трофимов А. М., Торсуев Н. П. Обзор количественных методов, применяющихся при изучении карстовых форм (критический обзор). – В сб.: Физическая география и геоморфология Среднего Поволжья. Казанский ун-т, 1972.
21. Гвоздецкий Н. А., Ступишин А. В., Трофимов А. М., Лаптева Н. Н., Торсуев Н. П. Обзор основных направлений использования количественных и математических методов при изучении карста. – В сб.: Карст равнинных территорий европейской части СССР. Казанский ун-т, 1974.
22. Геологический словарь. – М.: Недра, 1973, т. 2.
23. Голод М. П., Рейхберг М. А. Березниковский район. – В кн.: Пещеры Пинего-Северодвинской карстовой области. Л.: Геогр. об-во СССР, 1974.
24. Голубева Л. В. О плотности карстовых воронок в различных геоморфологических условиях. – Доклады АН СССР, 1953, т. 90, № 1.
25. Горбунова К. А. Карстовый провал. – Природа, 1954, № 12.
26. Горбунова К. А. Карст приустьевой части р. Чусовой в зоне затопления КамГЭС. – Учен. зап. / Пермский ун-т, 1956, т. 10, вып. 2.
27. Горбунова К. А. Типы карста и факторы карстообразования на примере карстовых районов Пермской области. – Зап. / Пермский отдел Геогр. об-ва СССР. Пермь, 1960, вып. 1.
28. Горбунова К. А. Особенности гипсового карста. – Пермь, 1965.
- Горбунова К. А. Опыт изучения плотности карстовых форм. – В сб.: География Пермской области. Пермский ун-т, 1966, вып. 3.

30. Горбунова К. А. Карст гипса СССР. – Пермский ун-т, 1977.
31. Горбунова К. А. Гипсовые останцы. – В сб.: Карст мраморов, доломитов, рифов, известковых туфов и галогенных отложений. Пермь, 1978.
32. Горбунова К. А., Бутырина К. Г. Карстовые депрессии в гипсах Пермской области. – В сб.: Вопросы ландшафтоведения, геоморфологии и исторической географии. Учен. зап. / Пермский ун-т, 1970, № 230.
33. Горбунова К. А., Полякова Г. Г. Морфометрические различия сульфатного и Карбонатного карста. – В сб.: Гидрогеология и карстование. Пермский ун-т, 1975, вып. 7.
34. Давыдько Р. Б. Моделирование устойчивости конкретной карстовой полости методом эквивалентных материалов. – В сб.: Инженерные изыскания в строительстве. М.: Госстрой СССР, 1975. Серия II, вып. 3 (37).
35. Давыдько Р. Б., Толмачев В. В. О моделировании механизма карстовых провалов. Труды произв. науч.-исслед. ин-та по инж. изысканиям в стр.-ве. М.: Госстрой СССР, 1977, вып. 47.
36. Дзенс-Литовский А. И. Соляные «Столы» и «Грибы» Кулябских соляных куполов. – Природа, 1936, № 3.
37. Дорофеев Е. П. Взаимосвязь подземных и поверхностных карстовых форм на примере Кунгурской пещеры. – В сб.: Проектирование, строительство и эксплуатация земл. полотна в карстовых районах. М.: Транспорт, 1968.
38. Дорофеев Е. П. Соотношение размеров провалных впадин и карстовых полостей в сульфатных породах. – В сб.: Вопросы карстования. Пермский ун-т, 1970, вып. II.
39. Дорофеев Е. П., Лукин В. С. Природный карстово-спелеологический музей в степной Башкирии. – В сб.: Пещеры. Пермский ун-т, 1970, вып. 8–9.
40. Дорофеев Е. П., Шигабутдинова Г. А. Изучение карстовых форм рельефа в районе г. Кунгура с инженерно-геологическими целями. – В сб.: Вопросы инженерного карстования. Кунгур, 1972.
41. Дублянский В. Н., Шутов Ю. И., Черныш И. В. Карстовые мосты советских Карпат и Приднестровской Подолии. – В сб.: Пещеры. Пермский ун-т, 1966, вып. 6(7).
42. Зенгина С. М. Опыт картографирования поверхностных карстовых форм Горного Крыма. Автореф. дис. на соиск. учен. степени кандидата геогр. наук. – Киев, 1967.
43. Зубашенко М. А. Карстовые явления в верхнеюрских гипсах на северном склоне Западного Кавказа. – Изв. Воронежского пед. ин-та, 1938, т. IV.
44. Иванов Б. Н. Количественные оценки интенсивности формирования просадочно-провальных карстовых образований на Украине. – В сб.: Вопросы карстования. Пермский ун-т, 1970, вып. II.
45. Иконников Л. Б., Толмачев В. В. К вопросу об определении возраста карстовых воронок при оценке устойчивости территорий. – В сб.: Инженерные изыскания в строительстве. М.: Госстрой СССР, 1972. Серия II, вып. 4(16).
46. Ильин А. Н., Капустин А. П., Коган И. А., Попов И. В., Прозорова Н. А., Саваренский И. А. Чихачев С. М. Карстовые явления в районе города Дзержинска Горьковской области. – М.: Изд-во АН СССР, 1960.
47. Ильин А. Н., Саваренский И. А., Толмачев В. В. Основные направления в количественном изучении карста для инженерно-геологических целей. – В сб.: Инженерные изыскания в строительстве. – М.: Госстрой СССР, 1972. Серия II, вып. 4(16).

48. Кавеев М. С. Влияние Куйбышевского водохранилища на ход развития карстово-суффозионных процессов в районе г. Казани. – В сб.: Новости карстоведения и спелеологии. Изд-во АН СССР, 1963, № 3.
49. Кавеев М. С. Продолжительность существования и возобновляемость карстовых провалов (на примерах исследования в Среднем Поволжье). – В сб.: Гидрогеология и инженерная геология Среднего Поволжья. Казань, 1967.
50. Коврижных Е. В., Сабуров Д. Н., Саенко И. И., Малков В. Н. Эволюция форм гипсового карста. – В сб.: Гидрогеология и картоведение. Пермский ун-т, 1975, вып. 7.
51. Коврижных Е. В., Саенко И. И., Голод В. М. Особенности гипсового карста и вопросы спелеопоиска (на примере Беломорско-Кулойского плато. – В сб.: Исследование карстовых пещер в целях использования их в качестве экскурсионных объектов. Тбилиси, 1978.
52. Коробов С. С., Поленов И. К. Карст одного солянокупольного поднятия Прикаспийской впадины. – В сб.: Гидрогеология соляных месторождений и минеральные воды. Л.: Недра, 1964.
53. Костарев В. П., Иконников Е. А. Количественная оценка карста при инженерно-геологических исследованиях. – В сб.: Вопросы инженерного карстоведения. Кунгур, 1972.
54. Костарев В. П., Усольцев Л. Н. О роли провалов в гидрогеологии карстовых районов Урала и Приуралья. – В сб.: Карст Урала и Приуралья. Пермский ун-т, 1968.
55. Кудряшов И. К. Гипсовый карст Западной Башкирии. – В сб.: Новости карстоведения и спелеологии. М.: АН СССР, 1961, № 2.
56. Кухарев Н. М. Карст Двинско-Мезеньского междуречья. – Изв. высш. учебн. завед., геология и разведка, 1968, № 12.
57. Кухарев Н. М. Инженерно-геологические изыскания в областях развития карста в целях строительства. М.: Стройиздат, 1975.
58. Лаптева Н. Н. Карстовые рвы Южного окончания Вятского вала. – В сб.: Вопросы геоморфологии Среднего Поволжья. Казанский ун-т, 1967, вып. 5.
59. Лаптева Н. Н. Типы карста и генетические разновидности воронок на территории Марийской АССР. – Геогр. сб., Казань, 1967, вып. 2.
60. Левин С. А., Торсуев Н. П. Карстовые лога в сульфатных и сульфатно-карбонатных формациях севера Русской равнины. – В сб.: Гидрогеология и карстование. Пермский ун-т, 1975, вып. 7.
61. Лукин В. С. Провальные явления на Урале и в Предуралье. – Тр./Ин-т геологии УФАН СССР, 1964, вып. 64.
62. Лукин В. С. Карстовые рвы в районах развития сульфатных отложений. – В сб.: Гидрогеология и карстование. Пермский ун-т, 1966, вып. 3.
63. Лукин В. С. Усиление провального процесса на застроенных участках. – В сб.: Вопросы инженерного карстоведения. Кунгур, 1972.
64. Лукин В. С. Реликтовые формы подземных полостей в сульфатоносных толщах Предуралья. В сб.: Пещеры. Пермский ун-т, 1978.
65. Лукин В. С., Дорофеев Е. П., Лукин А. В. Разрушение речного берега, сложенного сульфатными породами. – В кн.: Землеведение, 1973, т. X.
66. Лукин В. С., Ежов Ю. А. Карст и строительство в районе Кунгура. – Пермь, 1975.
67. Лукин В. С., Лаптев Н. М., Шаньгин Ю. И. Исследование провальных явлений на закарстованных побережьях Камского водохранилища. – Разведка и охрана недр, 1963, № 12.
68. Лукин В. С., Логинов Н. Х., Трапезников Ю. И., Ширяев Ю. Х. Карст и условия строительства в районе поселка Полазна Пермской области. – В сб.: Вопросы проектирования. Пермь, 1963.

69. Лыкошин А. Г. Карст и гидротехническое строительство. – М.: Изд-во литературы по строительству, 1968.
70. Макеев З. А. Принципы инженерно-геологического районирования карстовых областей. – В сб.: Карстование. Пермский ун-т, 1948, вып. 4.
71. Максимович Г. А. Карст гипсов и ангидритов земного шара. – В кн.: Общие вопросы карстования. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
72. Максимович Г. А. Плотность карстовых воронок и устойчивость закарстованных территорий. – Изв. (высш. учебн. завед., геология и разведка, 1961, № 7.
73. Максимович Г. А. Основы карстования. – Пермь, 1963. Т. 1.
74. Максимович Г. А. Естественные туннели, мосты и арки карстовых районов. – В сб.: Пещеры. Пермский ун-т, 1963, вып. 3.
75. Максимович Г. А., Голубева Л. В., Горбунова К. А. Карстовые провалы в с. Усть-Кишерть Пермской области. – Природа, 1950, № 4.
76. Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области. – Пермь, 1958.
77. Максимович Г. А., Горбунова К. А. Природные столы и грибы карстовых районов и соляных озер. – В сб.: Гидрогеология и карстование. Пермский ун-т, 1975, вып. 6,
78. Максимович Г. А., Шимановский Л. А. Карстовые провалы у с. Брехово Суксунского района Пермской области. – Учен. зап./ Пермский ун-т, 1956, т. 10, вып. 2.
79. Мартин В. И. Классификация карста Башкирии. – В сб.: Карст Башкирии. Уфа, 1971.
80. Мартин В. И. Карст в гипсах Южного Приуралья. – В сб.: Материалы восьмого Всесоюзного совещания по вопросам географии, охраны природы и природопользования. Уфа, 1973.
81. Мирошников Л. Д. Карст арктической части Сибирской платформы. – Советская геология, № 7, 1962.
82. Отрешко А. И. Особенности карста междуречья притоков Волги – Сока и Самары. – Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, 1962, т. 94, вып. 4.
83. Печеркин И. А. Геодинамика побережий камских водохранилищ. Пермский ун-т, 1969, ч. II.
84. Печеркин И. А., Мурдасов М. Д. Карего логическое районирование Полазнинского полуострова. – В сб.: Геология и петрография Западного Урала./ Пермский ун-т, 1974, вып. 6, № 283.
85. Поспелова Г. В. Карстовые явления некоторых восточных районов Оренбургской области. – В кн.: Региональное карстование. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
86. Протасова М. А. Особенности карста района Убежицкой структуры (правобережье р. Оки). – В сб.: Инженерные изыскания в строительстве. М.: Госстрой СССР, 1975, серия II, вып. 3 (37).
87. Протасова М. А. Влияние массового водоотбора на направление карстовых процессов на примере одного из водозаборов г. Дзержинска. В сб.: Инженерные изыскания в строительстве. М.: Госстрой СССР, 1975, серия II, вып. 3 (37).
88. Ремизов В. Г., Сычева М. Д. Опыт районирования закарстованных территорий в условиях недостаточности данных об интенсивности провалов. – В сб.: Инженерные изыскания в строительстве. М.: Госстрой СССР, 1972. Серия II, вып. 4 (16).
89. Саваренский И. А. Вероятность появления карстовых провалов различных диаметров в районе города Дзержинска. – В сб.: Новости карстования и спелеологии. М.: Изд-во АН СССР, 1963, № 3.

90. Саваренский И. А. Методы оценки устойчивости территорий. – В кн.: Рекомендации по инженерно-геологическим изысканиям и оценке территорий для пром. и граждан, строительства в карстовых районах СССР. М.: Госстрой СССР, 1967.
91. Саваренский И. А., Калмыков Н. Т. Инженерно-геологическая характеристика карстовых явлений района г. Бирска. – Труды произв. науч.-исслед. ин-та по инж. изысканиям в стр-ве. М.: Стройиздат, 1976, вып. 43.
92. Сагитова Л. У. Особенности карстового ландшафта долины р. Аургазы и прилегающей к ней территории. – Матер, шестого Всеуральского совещ. по вопросам географии и охраны природы. Уфа, 1961.
93. Сабуров Д. Н. Формы поверхностного карста Беломорско-Кулойского плато. – В кн.: Пещеры Пинего-Северодвинской карстовой области. Л.: Геогр. об-во СССР, 1974.
94. Сабуров Д. Н., Гольянов Э. В., Танасийчу к В. Н. Подземный карст Пинего-Северодвинской карстовой области. – В кн.: Пещеры Пинего-Северодвинской карстовой области. Л.: Геогр. об-во СССР, 1974.
95. Соколов Н. И. Явление отседания склонов и глыбовые оползни ангарского типа. – Бюлл. Московск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, т. 30, вып. 1.
96. Ступишин А. В. Равнинный карст и закономерности его развития на примере Среднего Поволжья. Казанский ун-т, 1967.
97. Ступишин А. В., Торсуев Н. П., Трофимов А. М. Применение количественных методов при изучении провальных форм. – В сб.: Инженерные изыскания в строительстве. М.: Госстрой СССР, 1972. Серия II, вып. 4 (16).
98. Ступишин А. В., Трофимов А. М., Торсуев Н. П. Количественный анализ связей основных морфометрических показателей карстовых воронок (провалов). – В сб.: Физич. география и геоморфология Среднего Поволжья. Казанский ун-т, 1972.
99. Султанов З. С., Абдужабаров М. А., Халимов Р. Х. Некоторые черты гипсового карста в Узбекистане. – В сб.: Карст мраморов, доломитов, рифов, известковых туфов и галогенных отложений. Пермь, 1978.
100. Сычева М. Д. О влиянии горного давления на образование суффозионных карстовых провалов в районе г. Дзержинска. – В сб.: Инженерные изыскания для строительства. М.: Госстрой СССР, 1968, сер. 5, № 12.
101. Сычева М. Д. Оценка устойчивости площадок при инженерно-геологических изысканиях в зависимости от наличия карстовых полостей. – В сб.: Вопросы инженерного карстования. Кунгур, 1972.
102. Торсуев Н. П., Трофимов А. М. Зависимость диаметра карстовых воронок от их глубины и их геоморфологический смысл. – Геогр. сб. Казань, 1969, вып. 4.
103. Толмачев В. В. К вопросу о законе распределения диаметров карстовых воронок. – В сб.: Математ. методы в географии. Тез. докл./Казанский ун-т, 1971.
104. Усольцев Л. Н. Классификация карстовых провальных явлений на примерах Урала и Приуралья. – В сб.: Материалы восьмого Всеуральского совещания по вопросам географии, охраны природы и природопользования. Уфа, 1973.
105. Усольцев Л. Н., Мартин В. И. Провальные явления района г. Уфы и их связь с антропогенными факторами. – В сб.: Вопросы карстования. Пермский ун-т, 1969.
106. Усольцев Л. Н., Панарина Г. Н. Пещеры и провалы. – В сб.: Пещеры. Пермский ун-т, 1969, вып. 7 (8).

107. Усольцев Л. Н., Усольцев А. Н. Некоторые статистические особенности карстовых провальных явлений. – В сб.: Вопросы карстоведения. Пермский ун-т, 1970, вып. I.
108. Чикишев А. Г. Карст Русской равнины. – М.: Наука, 1978.
109. Шимановский Л. А. Трещины бортового отпора в долине реки Судинки и их роль в рельефообразовании. – Зап./Пермский отдел Геогр. об-ва СССР. Пермь, 1960, вып. I.
110. Шимановский Л. А. Изучение карста при мелкомасштабных гидрогеологических съемках на примере Уфимского плато и прилегающей территории. – В сб.: Методика изучения карста. Пермский ун-т, 1963, I вып. 6.
111. Ядкевич З. В. Материалы к изучению карста с Индерского поднятия. – Изв. Всесоюзн. Геогр. об-ва, 1937, т. 69, вып. 6.

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ

Карст гипсов и ангидритов проявляется в зонах активного водообмена артезианских бассейнов платформ и, реже, склонов гидрогеологических массивов складчатых областей. К особым гидрогеологическим обстановкам относятся гипсовые кепроки соляных куполов в пределах краевых впадин платформ и прогибов.

Формирование карстовых вод в гипсах и ангидритах во многих случаях не подчиняется закономерностям, выявленным для карбонатного карста. Гидрогеологические различия сульфатного и карбонатного карста обусловлены рядом факторов:

- 1) сравнительно небольшой мощностью карстующихся гипсов и ангидритов;
- 2) залеганием пластов, пачек, штоков, линз гипса среди карбонатных (известняков, доломитов), терригенных пород или в кровле солей, наличием в самой гипсо-ангидритовой толще пачек карбонатных пород;
- 3) неравномерной, обычно редкой, трещиноватостью, которая с глубиной быстро затухает; исключением являются крупные региональные (сквозные) трещины;
- 4) наличием покровных отложений как некарстующихся (водоупорных или обводненных), так и карбонатных карстующихся;
- 5) сравнительно высокой растворимостью гипсов и ангидритов в природных водах.

Водопроницаемость и водопроницаемость гипсов зависят от степени их трещиноватости и закарстованности. Нетрещиноватые гипсы и ангидриты практически водоупорны.

Воды в гипсах и ангидритах относятся к карстовым. А. М. Овчинников [28] называет карстовыми подземные воды трещин, каналов и каверн, созданных, расширенных и продолжающих расширяться главным образом в результате агрессивного воздействия вод на растворимые горные породы.

Аналогичное определение приводит В. М. Максимов [34]: карстовые воды – подземные воды, залегающие и циркулирующие в трещинах, пустотах, каналах, пещерах, образовавшихся в результате выщелачивания известняков, доломитов, гипсов, ангидритов и солей (галита и других). В отличие от пор и трещин нерастворимых пород, которые не увеличиваются в результате растворяющей способности воды, пути движения карстовых вод расширяются вплоть до образования крупных каналов и пещер.

Гипсо-ангидритовые толщи в зависимости от характера трещиноватости и степени закарстованности содержат трещинно-карстовые воды, образующие водоносные системы в сообщающихся между собой трещинах, щелях, мелких полостях, или жильные карстовые воды в крупных каналах, полостях, пещерах, в зонах тектонических нарушений. Даже при наличии единого водоносного горизонта наблюдается концентрация подземного стока на участках интенсивного питания (под карстовыми логами, в местах подтока вод из контактирующих пород, поглощения речных вод, в склонах переуглубленных долин).

Условия питания карстовых вод определяются наличием покровных отложений, их составом, мощностью, обводненностью. При отсутствии покровных отложений в трещиноватых гипсах формируются трещинно-карстовые воды, связанные с местными дренами. Разгрузка их происходит как на уровне рек в виде источников, так и в подрусловые полости (Кулойское плато, Подолье, район Кунгурской пещеры). При наличии покровных отложений обводнена верхняя часть гипсов, где формируются напорные или ненапорные трещинно-карстовые воды. Под водоупорными породами гипсы могут быть безводными. Наибольшая обводненность наблюдается в трещиноватых зонах, на участках, где трещинно-карстовые воды гидравлически связаны с вышележащими водоносными горизонтами, в придолинных участках, в местах разгрузки напорных глубинных вод. Разгрузка трещинно-карстовых вод может быть скрытой – в грунтовые воды, озера, реки, и наземной – в виде источников (Дзержинский район, район Уфы, Приангарье).

**Гидродинамические зоны.** Общие закономерности формирования, движения подземных вод в карстовых массивах рассмотрены И. К. Зайцевым [10], Д. С. Соколовым [32], А. Г. Лыкошиным [19, 20], Г. А. Максимовичем [22–25].

Д. С. Соколов выделил в мощных толщах растворимых пород четыре вертикальные гидродинамические зоны, различающиеся условиями движения и режимом карстовых вод:

- 1) зона аэрации с преимущественно нисходящим движением

инфильтрационных и инфлюационных вод и местами всеячими трещинно-карстовыми водами;

2) зона сезонных колебаний уровня трещинно-карстовых вод;

3) зона полного насыщения (в сфере дренирующего воздействия местной гидрографической сети);

4) зона глубинной циркуляции, где подземные воды движутся в направлении удаленных дрен, не испытывая влияния местной гидрографической сети.

А. Г. Лыкошин [20] различает для мощных литологически однородных карстующихся толщ платформ три гидродинамических типа карста, связанных с дренирующим влиянием близких эрозионных врезов (1 тип), удаленных эрозионных врезов или других очагов разгрузки (2 тип) и зон тектонических нарушений (3 тип). В типе 1 он выделяет береговой склон, придолинную зону и водораздельное плато, отличающиеся мощностью покровных отложений, условиями стока и инфильтрацией.

Анализ материала по гидрогеологии районов гипсового карста показал, что наиболее характерны для гипсо-ангидритовых толщ следующие гидродинамические зоны:

1) зона аэрации или вертикального нисходящего движения инфильтрационных или инфлюационных вод; при наличии пачек менее карстующихся пород в этой зоне формируются подвешенные горизонты карстовых вод;

2) зона сезонных колебаний уровня карстовых вод или переходная;

3) зона трещинно-карстовых или жильных карстовых вод, движущихся в сторону дрен, или преимущественно горизонтальной циркуляции – поперечной по отношению к дрене;

4) зона напорных трещинно-карстовых вод (глубинной циркуляции) с очагами восходящей разгрузки, движение которых контролируется условиями залегания пород, трещиноватостью, наличием зон тектонических нарушений.

Ряд авторов выделяют зону сифонной циркуляции. В дальнейшем под сифонной циркуляцией будем понимать восходящее движение слабонапорных или напорных трещинно-карстовых или жильных карстовых вод к очагам разгрузки;

5) зона поддолинного, продольного по отношению к дрене, стока карстовых вод, дренирующая ненапорные и напорные воды третьей и четвертой зон. Зона концентрированного стока карстовых вод по полостям, трещинам и каналам, расположенным под руслом, поймой или низкими аккумулятивными террасами, выделена Г. А. Максимовичем [23]. Она наиболее изучена в известняках [43]. В гипсах и ангидритах

эта зона вскрыта скважинами в долинах рек Чусовой и Сылвы [4, 26].

Под руслом и на первой террасе р. Чусовой, под элювием и аллювием мощностью 11 м, вскрыты гипсы лунезжской пачки иренского горизонта кунгурского яруса местами сильно трещиноватые и кавернозные, мощностью до 23 м. Под ними залегают известняки туйской пачки (относительный водоупор). В гипсах обнаружены полости различных размеров. В скв. 6, в нижней части пачки гипса, полости с вертикальным поперечником от 0,15 до 0,65 м заполнены водой, а в верхней части (от 0,3 до 4,7 м) – суглинком, песком, галькой местных и уральских пород. Наиболее крупные полости имели по вертикали 2,8 (скв. 8); 4,7 (скв. 6); 6,45 (скв. 7); 7,65 м (скв. 4). В районе правого, более закарстованного берега многие полости были заполнены водой сульфатно-кальциевого состава с сухим остатком 1,8–2,4 г/л. Электроразведочными работами установлено, что вода движется по сообщаемым трещинам, каналам и полостям в юго-западном направлении, вдоль русла р. Чусовой, со скоростью 0,5–1 м/сут.

В приустьевой части р. Сылвы под аллювием, в кровле гипса, вскрыты полости, имеющие вертикальный поперечник до 5,4 м, заполненные супесью, гравием, галькой или движущейся водой. В некоторых скважинах вода фонтанировала (1–2 м выше уровня воды в реке). Наличие галек в заполнителе указывает на связь полостей с руслом через русловые поноры. Аллювиальный материал может заноситься в толщу гипса и при провалах.

Зона поддолинного стока не только дренирует карстовые воды прилегающих массивов, но и поглощает речные воды. Ниже по течению воды этой зоны могут выходить по трещинам или на контакте закарстованных пород с менее закарстованными или некарстующимися в виде русловых и наземных источников. Известны случаи концентрации поддолинного стока под шейками меандр.

**Типы гидродинамических профилей.** Г. А. Максимович [22–24] выделил шесть типов гидродинамических профилей районов карбонатного и гипсового карста. В районах гипсового карста чаще встречаются типы III, I, II, V.

Тип I. Имеется одна зона нисходящего вертикального движения. Характерен для участков, где слои, линзы трещиноватого гипса небольшой мощности залегают среди водопроницаемых отложений, в зоне аэрации (рис. 19, B).

Тип II. Представлена зона горизонтальной циркуляции в гипсах, перекрытых водоупорными или водопроницаемыми отложениями. На междуречье Атера и Тюя (Пермская область) сток карстовых вод в гипсах лунезжской пачки, подстилаемых

туйскими известняками иренского горизонта кунгура и покрытых песчано-глинистыми отложениями Соликамского горизонта, направлен от Атера к Тюю (рис. 19, А). В северной части Юрюзано-Сылвенской депрессии изучены случаи, когда в кровле гипса, залегающего среди терригенных отложений, развита одна зона горизонтальной циркуляции (рис. 19, Б). При моноклиномальном залегании сток карстовых вод направлен по падению пластов (рис. 19, Г).

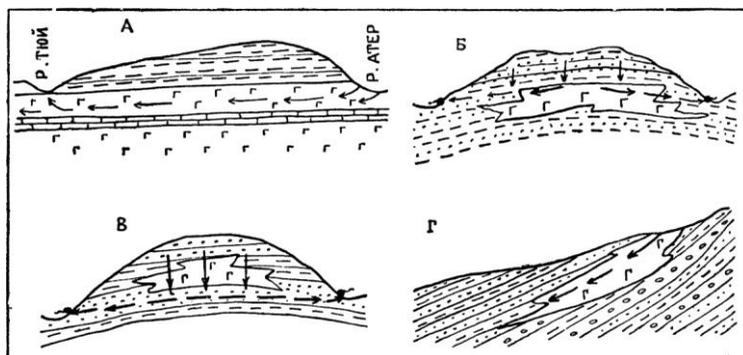


Рис. 19. Гидродинамические (профили карстовых вод междуречья Атера и Тюя [41], Юрюзано-Сылвенской депрессии [11])

Тип III. Четко выражены зоны вертикальной, переходной и горизонтальной циркуляции. Характерен ряд районов, где гипсо-ангидритовая толща имеет поглощающий аппарат в виде воронок, котловин, карстовых логов, рвов и подстилается относительно водоупорами, например доломитами, солями.

Подтип III А (придолинный). Массив гипса вскрыт транзитной рекой, дренирующей трещинно-карстовые воды, которые гидравлически связаны с грунтовыми, а в половодье с речными. Этот подтип изучен в районе Кунгурской ледяной пещеры [8, 38]. Воды зоны вертикальной циркуляции представлены атмосферными осадками, фильтрующимися через рыхлые отложения, гипсо-ангидритовые и карбонатные пачки иренской свиты и конденсационной влагой (рис. 20). Роль конденсации возрастает в теплый период, когда воздух движется из пещеры. На надпещерном поле теплый воздух засасывается по трещинам и понорам внутрь пещеры, где охлаждается, затем он выходит наружу через трещины в основании склона. При охлаждении влага из воздуха осажается на стенках в виде капель. Конденсация способствует огромная площадь пород [18]. По данным В. С. Лукина,

каждый кубический метр воздуха, проходящий через полости в июле, теряет в среднем более 10 г влаги.

Воды зоны вертикальной циркуляции имеют сульфатно-кальциевый состав и минерализацию от 1,8 г/л весной до 2,5 г/л зимой. Насыщение воды сульфатом кальция происходит до зоны горизонтальной циркуляции. Следствием химической и механической деятельности нисходящих вод является образование органных труб, скульптурных желобков и других форм выщелачивания стен и сводов гrotов.

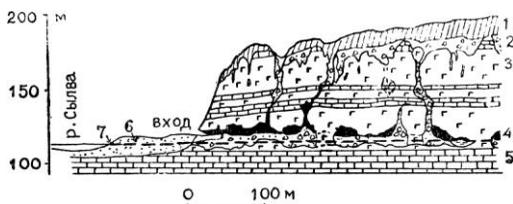


Рис. 20. Геолого-гидрогеологический разрез участка Кунгурской пещеры [8]:  
1 – покровные отложения; 2 – карстовые отложения; 3 – гипс и ангидрит;  
4 – пещера; 5 – доломиты и известняки; 6 – аллювий;  
7 – уровень карстовых и грунтовых вод.

Горизонт карстовых вод формируется на филипповских доломитах.

Воды зоны горизонтальной циркуляции связаны с р. Сылвой. Они питают подземные карстовые озера, большая часть которых подземнопроточные, и только часть подвешенные. Просачивание талых вод вызывает подъем уровня первых на 15–20 см, вторых на 60–70 см. Повышение уровня р. Сылвы сопровождается внедрением речных вод в закарстованный массив, что приводит к подъему уровня подземнопроточных озера в отдельные годы на 2 м и более, уровень же подвешенных озера меняется незначительно. Наблюдается запаздывание подъема воды в пещере по сравнению с рекой от нескольких часов до нескольких дней в зависимости от удаленности озера от реки [38].

В межень уклон карстовых вод к реке на участке пещеры составляет в среднем 0,5–0,7 м на 1 км (рис. 21). В паводок, иногда в летнюю межень, когда уровень р. Сылвы выше уровня подземных озера, устанавливается обратный уклон от 0 до 2–3 м на 1 км, и речная вода устремляется в глубь пещеры. В 1955 г. обратный уклон наблюдался свыше 25 дней, а в 1954 г. – около 40 (в том числе осенью). Речные воды

проникают в карстующийся массив путем фильтрации через аллювий или инфлюации в трещины там, где река подходит к коренному берегу.

Воды зоны горизонтальной циркуляции в пещере имеют минерализацию 2–2,5 г/л и насыщены сульфатом кальция. В периоды питания речными водами минерализация карстовых вод уменьшается. В настоящее время растворение гипса и формирование горизонтальных полостей происходит в периоды проникновения речных вод в пещеру. Подтип III А характерен также для ряда районов Северодвинской карстовой области [2].

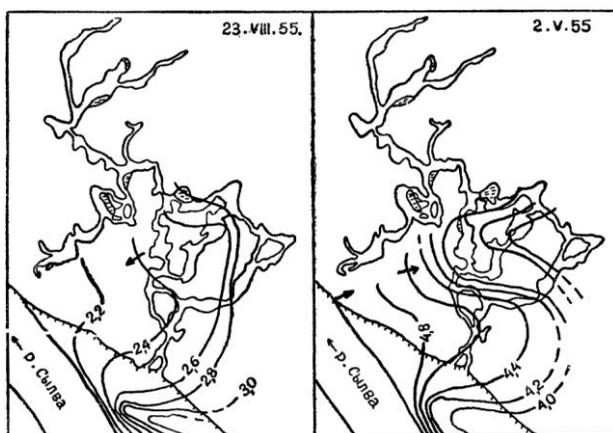


Рис. 21. Гидроизогипсы в условных отметках на участке Кунгурской пещеры [38]

Подтип III Б (гипсовых кепроков соляных куполов). Рассмотрен на примере Индерского соляного купола [15]. В гипсовой шляпе купола выделяют три гидродинамические зоны:

1) вертикальной циркуляции мощностью 20–60 м; 2) переходную мощностью в среднем 0,5 м; 3) горизонтальной циркуляции мощностью в южной части поднятия около 14 м, в северной 20 м (рис. 22). Водоупором трещинно-карстовых вод, залегающих в основании гипсовой шляпы, является соляная толща. Площадь распространения горизонта 250 км<sup>2</sup> [27]. Воды ненапорные, со свободным зеркалом, имеют слабый уклон (0,0003–0,0005) в сторону области разгрузки – оз. Индер, которое представляет собой компенсационную мульду. По многолетним наблюдениям средняя годовая амплитуда колебаний уровня карстовых вод 0,5 м, а наибольшая – 2 м. Максимальные уровни наблюдаются в апреле – мае.

Карстовые воды питаются в основном атмосферными осадками. Во время ливневых дождей около 50% осадков пополняет карстовые воды. Дебиты источников зависят от колебаний уровней. Источник 1 со средним многолетним дебитом 32,7 л/с в мае – июне 1942 г. и 1957 г. имел соответственно дебиты 123 и 92 л/с. Резкое увеличение дебитов в эти годы объясняется не только фильтрацией осадков. Крылья купола покрыты глинистыми надсолевыми породами, благодаря чему связь речных вод с карстовыми затруднена. При высоте паводков 11 –12 м, как было, например, в 1942 и 1957 гг., речные воды, огибая останцы первой надпойменной террасы, проникают в овраг и поглощаются понорами. По северному побережью озера выходит 32 родника с суммарным дебитом 35 л/с [33].

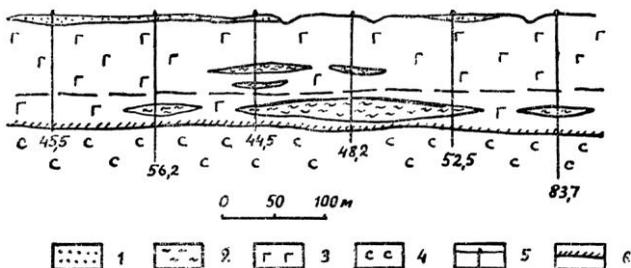


Рис. 22. Разрез гипсовой шляпы [15]: 1 – хвалынские отложения; 2 – заполненные карстовые полости; 3 – серые гипсы; 4 – каменная соль; 5 – скважины; 6 – зона интенсивного выщелачивания на контакте гипса и соли

Минерализация воды в верхней части водоносного горизонта 2–3 г/л, в 1–2 м от кровли соли достигает 200 г/л.

Для подтипа Ш Б характерны следующие черты: 1) преимущественно атмосферное питание и только в высокие половодья речное; 2) гидравлическая связь трещинно-карстовых вод гипсового кепрока с водами верхней части соляного купола; 3) уменьшение интенсивности движения воды с глубиной, при малых гидравлических уклонах нижний слой воды может оставаться практически неподвижным; 4) увеличение минерализации с глубиной, вплоть до рассолов; 5) наибольшая закарстованность гипсов на контакте с солями.

Тип IV. Имеются зоны переходной и горизонтальной циркуляции. Возможен на отдельных участках карстующихся массивов, где гипсы покрыты некарстующимися водоупорными породами.

На Уфимском косогоре (Башкирия), там, где гипсы залегают под уфимской толщей, в придолинных частях водораздела,

уровень трещинно-карстовых вод устанавливается ниже кровли гипса. Сезонные колебания уровня отражают условия питания карстовых вод во всем массиве (рис. 23).

Тип V. Представлены зоны вертикальной, переходной, горизонтальной и сифонной циркуляции. Встречается в массивах гипса, подошва которых опускается ниже эрозионных врезов. Зона сифонной циркуляции может формироваться по трещинам бортового отпора.

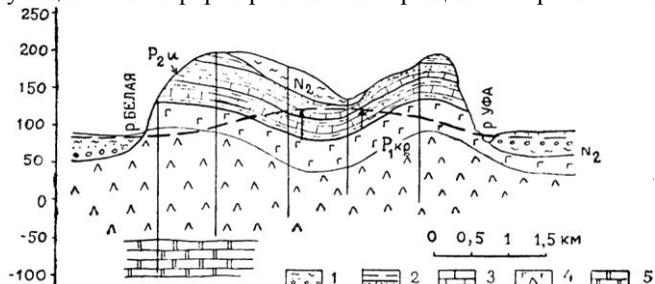


Рис. 23. Гидрогеологический разрез Уфимского полуострова [16]: 1 – аллювиальные отложения; 2 – глины, аргиллиты, песчаники; 3 – известняки; 4 – гипсы, ангидриты; 5 – доломиты. Пунктиром отмечен уровень

Тип VI. Выражены зоны вертикальной, переходной, горизонтальной, сифонной и глубинной циркуляции. Возможен на участках, где трещинно-карстовые воды гидравлически связаны с более глубоко залегающими напорными трещинно-карстовыми водами.

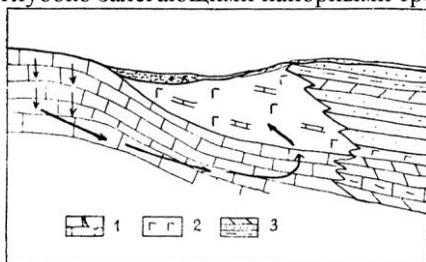


Рис. 24. Гидродинамический профиль восточного крыла Уфимского вала. Отложения: 1 – карбонатные, 2 – сульфатные, 3 – терригенные

Тип VII. Имеются зоны сифонной и на отдельных участках горизонтальной продольной по отношению к простираению пород циркуляции. Основная область питания, зоны вертикальной и горизонтальной циркуляции находятся за пределами гипсо-ангидритовой толщи, в контактирующих с ней породах (рис. 24).

Приконтактные гидродинамические профили изучены на восточном крыле Уфимского вала [3, 6, 7, 37, 39, 40, 41, 13]. Здесь карбонатные отложения артинского и кунгурского ярусов погружаются на восток и перекрываются поповской свитой кунгурского яруса, которая распространена в виде полосы шириной 5–6 км. Свита мощностью до 400 м представлена глинами, мергелями, известняками, доломитами, ангидритами и гипсами с линзами каменной соли. Восточнее, в Предуральском прогибе, она замещается песчаниками кошелевской свиты. Гипсы и ангидриты в скважине на территории с. Усть-Кишерть имеют мощность около 90 м. Подземные воды в гипсах питаются в основном карстовыми водами, поступающими с запада, из карбонатных отложений Уфимского вала. Они формируются на контакте с карбонатными породами, в тектонически нарушенных и закарстованных зонах. Создаются сложные условия движения карстовых вод в сторону дрен (речных долин, депрессий, озерных котловин), причем направление движения зависит от характера трещинной тектоники, мощности и формы гипсовых тел, положения древних и молодых провалов являющихся подземными барражами, стадии развития карстовых депрессий, озер и небольших речных долин на контакте карбонатных и сульфатных пород.

Для данного типа характерна значительная глубина циркуляции карстовых вод [13]. Подземная закарстованность поповской свиты установлена по поглощению промывочной жидкости в многочисленных скважинах (более 100). В Кишертско-Суксунском районе максимальная закарстованность толщи отмечена в интервале 50–150 м; ниже, до глубины 175 м, она примерно такая же, как в верхней части толщи. При погружении на восток подстилающие поповскую свиту нижнепермские карбонатные породы замещаются мергелями и глинами дивьей свиты. Последняя выполняет роль барража для пресных карстовых вод Уфимского вала, движущихся на восток, благодаря чему они поступают в поповскую свиту по тектоническим трещинам снизу или сбоку. Глубинное выщелачивание приводит к образованию крупных провалов, карстовых брекчий, влияющих в свою очередь на направление стока карстовых вод.

Карстовые воды разгружаются в грунтовые, озера-старицы, карстовые озера, русла рек; наблюдаются и восходящие источники. Суммарный дебит родников в очагах разгрузки (долины Мазуевки и Советники) составляет 180–250 л/с [7].

В зоне замещения карбонатных пород сульфатными,

в бассейнах рек Ар и Бирь, карстовые полости также вскрываются на большой глубине. К этой зоне приурочены родники с дебитом до 400 л/с [36].

Характерными особенностями описанного гидродинамического профиля являются: 1) разгрузка снизу или сбоку в гипсо-ангидритовую толщу подземных вод из карбонатных или терригенных отложений; 2) значительная мощность зоны активной циркуляции карстовых вод; 3) активное развитие карста ниже эрозионных врезов; 4) большие первичные размеры провалов.

Тип VIII. Представлена зона напорных трещинно-карстовых вод, залегающих ниже эрозионных врезов, под покровными отложениями, и местами гидравлически связанных с вышележащими водоносными горизонтами. Общий сток карстовых вод направлен по падению пород. Разгрузка их осуществляется в грунтовые воды, озера и реки. В периоды паводков возможно подпитывание карстовых вод грунтовыми, особенно на переуглубленных участках долин. Активность карста возрастает в очагах разгрузки карстовых вод.

Район г. Дзержинска расположен на Окско-Волжском междуречье, протягиваясь вдоль Оки на 25 км и вглубь левобережья на 15 км [30]. Здесь выделяются пойма и три террасы высотой 7, 10, 20 и 30 м. Правый коренной берег поднимается над р. Окой или поймой на 50–60 м. Район представляет собой северо-западную оконечность Алатырско-Горьковских поднятий. Глинисто-мергельные породы татарского яруса и карбонатные породы казанского яруса верхней перми залегают на гипсо-ангидритовой и гипсо-доломитовой толщах нижней перми.

Грунтовые воды аллювиальных отложений дренируются Окой и ее притоком – Сеймой. При значительной мощности толща татарских отложений играет роль водоупора. Там, где она отсутствует, грунтовые воды гидравлически связаны с карстовыми. Воды казанских трещиноватых, пористых известняков и доломитов, распространенных локально, связаны с трещинно-карстовыми водами гипсо-ангидритовой толщи, а при отсутствии татарских отложений – и с грунтовыми [14].

Гипсо-ангидритовая толща (верхи артинского и низы кунгурского ярусов) залегают на 10–40 м ниже уровня р. Оки. Мощность ее обычно 57 м, в местах глубоких размывов – 35 м (рис. 25). За исключением самой верхней части толща слаботрещиновата. Значительные массивы гипса и ангидрита практически неводоносны. Воды движутся по редкой системе трещин и мелких пустот, обладающих слабой водопроницаемостью.

Наряду с ними имеются сильнотрещиноватые зоны, содержащие трещинно-карстовые воды, мощностью от нескольких до 15–20 м. Они наблюдаются как под аллювием, так и под глинистыми породами татарского яруса.

Пьезометрические уровни трещинно-карстовых вод верхней части гипсо-ангидритовой толщи близки к уровню грунтовых вод. Карстовые воды в основном сульфатно-кальциевые, их минерализация достигает 2,0–2,7 г/л, а в зонах повышенной водообильности, связанных с грунтовыми водами, – несколько меньше.

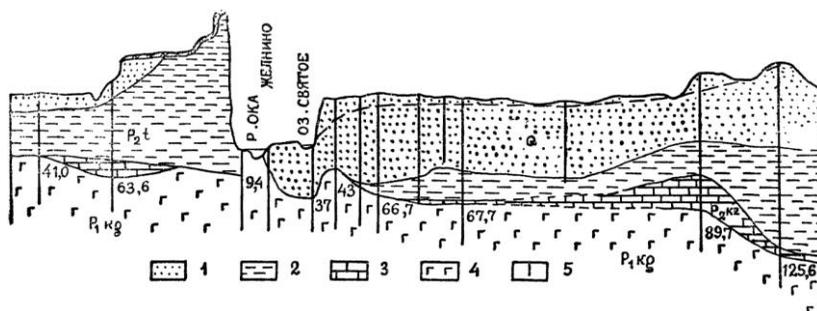


Рис. 25. Геологические условия развития карста в районе г. Дзержинска [14]: 1 – песок; 2 – глина, мергель, алевролит; 3 – известняк; 4 – гипс с прослоями ангидрита; 5 – скважины. Цифрами показана глубина до кровли гипса

Очаги разгрузки напорных карстовых вод обнаружены в долине Оки [30]. Здесь не только в отдельных родниках, но и в водозаборных колодцах, озерах и соединяющих их протоках вода имеет повышенную минерализацию.

На правом берегу р. Оки, в основании коренного берега, сложенного глинисто-мергельными породами татарского яруса, имеется несколько наземных очагов разгрузки карстовых вод. Ниже пос. Дуденево у уреза Оки, в межень из трещин карбонатных пород казанского яруса вытекает родник с расходом 0,3 л/с (минерализация 1,1 г/л, содержание  $SO_4$  740,7 мг/л). На дне оз. Оклина выходят напорные воды с температурой 6°, питающие ручей (минерализация воды 2,4 г/л, содержание  $SO_4$ , 1,4 г/л). На левом берегу р. Оки значительный очаг находится в средней части долины р. Сеймы, минерализация воды в которой свыше 1 г/л. Напорные воды поднимаются по локальным трещинам. Их подъему способствуют и древние размывы. В очагах разгрузки наблюдаются воронки, возникают провалы.

Каптированные родники на участках разгрузки в пойме Оки имели слабые колебания расходов, температуры и химического состава воды. Особый тип режима выявлен для родника 34. Здесь непосредственно после половодья одновременно с расходом увеличиваются в четыре-пять раз минерализация воды и содержание сульфатов [30]. Родник расположен над участком древнего размыва. В половодье напорные воды гипсо-ангидритовых отложений испытывают давление слоя паводковых вод. После спада воды происходит усиленный подъем карстовых вод, что вызывает повышение расхода и минерализации родника.

Таким образом, в дополнение к уже известным гидродинамическим профилям выделены и охарактеризованы еще два типа – VII и VIII. Особые гидродинамические профили установлены для берегов водохранилищ, сложенных гипсами и ангидритами. Они изучены И. А. Печеркиным [29] на примере Камского водохранилища.

**Условия формирования карстовых вод.** Формирование подземных вод в гипсо-ангидритовых толщах в значительной степени определяется литологическим составом этих толщ, наличием в них пачек карбонатных пород, структурно-геоморфологическими условиями – положением кровли карстующихся пород относительно современных и древних эрозионных врезов, мощностью и составом покровных отложений, тектонической активностью и характером трещиноватости, геологической историей данного участка земной коры.

Г. А. Максимович [24] характеризует три геотектонические обстановки формирования карстовых вод: осадочный чехол платформ, складчатый фундамент платформ и горные складчатые области. Гипсо-ангидритовые толщи чаще встречаются в осадочном чехле платформ и реже в горных складчатых областях.

На платформах наблюдается закономерная смена гидродинамических обстановок от мест выхода гипсо-ангидритовых толщ в сторону их погружения, что можно проследить на схематизированном разрезе западного крыла Башкирского свода и Бирской седловины (рис. 26). В восточной части, где гипсы кунгурского яруса залегают на поверхности или неглубоко от нее, карст связан с местными эрозионными врезами. В гипсах формируются ненапорные трещинно-карстовые или жильные карстовые воды. Западнее, в гипсо-ангидритовой толще, которая погружается и перекрывается уфимскими отложениями, формируются трещинно-карстовые напорные воды, движущиеся в направлении удаленных дрен. Карст проявляется в очагах восходящей разгрузки карстовых вод – на участках, где они гидравлически связаны с вышележащими

водоносными горизонтами, в зонах древних эрозионных врезов и тектонических нарушений. Еще западнее гипсо-ангидритовая толща, залегающая под уфимскими и местами казанскими отложениями, играет роль регионального водоупора, отделяющего пресные и солоноватые воды верхнепермских отложений от соленых вод и рассолов нижнепермских и более древних отложений [1].

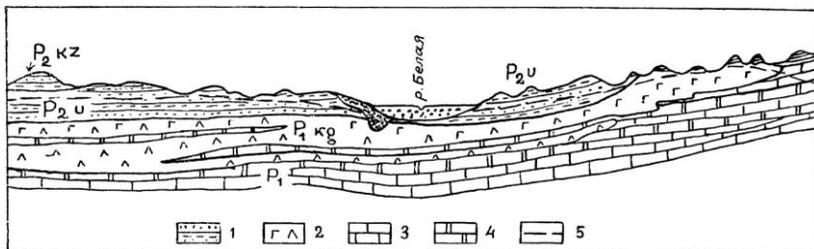


Рис. 26. Изменение геолого-гидрогеологических условий карстообразования на западном крыле Башкирского свода и в Бирской седловине [1]: 1 – глины, песчаники, мергели; 2 – гипсы, ангидриты; 3 – известняки; 4 – доломиты; 5 – нижняя граница распространения вод с минерализацией до 1 г/л

На развитие карста и формирование карстовых вод влияет наличие в гипсо-ангидритовой толще карбонатных пачек (известняков, доломитов), играющих роль водоупоров, их положение относительно эрозионных врезов. Западное крыло Пермско-Башкирского свода сложено гипсо-ангидритовыми пачками, чередующимися с маломощными карбонатными пачками (кунгурский ярус). Гипсы и ангидриты водоносны только в местах выхода на поверхность или при неглубоком залегании, причем в них преобладают разобщенные карстовые водотоки [42, 44]. В лунежской пачке гипсов формируется водоносный горизонт на туйской карбонатной пачке. Глубина залегания его 10–42,7 м, мощность 2,5–9 м. Дебиты источников от 0,1 до 40 л/с, реже – до 100 л/с. Лунежская пачка безводна там, где подстилающие ее туйские известняки прорезаны рекой. Безводные гипсы в условиях расчлененного рельефа отмечены также на междуречье Белая – Уршак в Башкирии [36].

Влияние покровных отложений и палеорек на мощность зоны активного водообмена карстовых вод можно проследить на примере карстовых районов Башкирии [36]. Гипсы с прослоями карбонатных пород (кунгурский ярус) выходят на поверхность по правобережью р. Туй, на междуречьях Уфа – Сим и Уршак – Белая, а также в виде небольших

участков по долинам рек в Прибельской равнине и Сакмаро-Бельской возвышенности. Под неогеновыми и четвертичными отложениями (карстово-эрозионные впадины, палеодолины, современные речные долины) гипсы содержат трещинно-карстовые воды, связанные с водами покровных отложений. Карстовые полости обнаружены на 50–60 м ниже кровли гипса. Под глинистыми плиоценовыми отложениями воды напорные. На участках палеодолин р. Белой и ее притоков в гипсах под глинами кинельской свиты плиоцена, на глубине до 240 м, вскрыты самоизливающиеся воды с дебитом до 33 л/с и высотой фонтана над устьем до 3 м. Наиболее производительны скважины по бортам палеодолин.

Закарстованность гипсов под верхнепермскими отложениями наблюдается только там, где мощность покровных отложений менее 80 м. Вдоль долины р. Белой, ниже г. Уфы, трещинно-карстовая зона в гипсах под уфимскими отложениями, сильно изрезанными палеореками, прослеживается на глубине до 180 м [36].

Тектоническая трещиноватость и режим новейших тектонических движений определяют направление путей стока карстовых вод. Влияние новейших движений на карст показали А. П. Рождественский [31] на примере Башкирии и В. Н. Дублянский [9] – Приднестровской карстовой области.

В районе длинейших гипсовых пещер Приднестровья на силурийских сланцах с прослоями плитчатых известняков залегают меловые пески, конгломераты, мшанковые и детритовые известняки, халцедонолиты. Тортонский ярус миоцена сложен кварцевыми песками и песчаниками, биогермными известняками, на которых трансгрессивно залегают гипсы и ангидриты мощностью 10–30 м. Покровные отложения представлены хемогенными и багрянковыми известняками и песчано-глинисто-мергелистыми отложениями тортонского и сарматского ярусов, четвертичными отложениями мощностью 5–65 м. Разрывные нарушения северо-западного и северо-восточного направлений оконтуривают крупные блоки, которые разбиты на мелкие блоки. Водоносный горизонт покровных отложений изолирован от гипсо-ангидритовой толщи пачкой плотных хемогенных известняков. Карстовые воды в гипсах и подстилающих их багрянковых известняках неогена в результате значительной эрозионной расчлененности развиты повсеместно. Состав этих вод  $\text{SO}_4\text{-Ca}$ , минерализация 1,6–2 г/л. Ниже по разрезу выделяются водоносные горизонты в мшанковых известняках или кавернозных халцедонолитах мела с минерализацией воды 0,5–0,9 г/л и

SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub>-Ca-Na составом и в силурийских отложениях (0,8–1,7 г/л, SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub>-Ca состав).

Карстовые воды в гипсах концентрируются в трещинных зонах, имеют небольшие мощности и высокие скорости движения (до 10 км/сут). При отсутствии покровных отложений атмосферные осадки инфильтруются непосредственно в известняки и гипсы (район пещеры Вертеба, отдельные участки водосборов пещер Млынки, Кристальная). При наличии слабопроницаемых покровных отложений мощностью 5–65 м на поверхности появляются эрозионные ложбины, которые по мере углубления распадаются на изолированные водосборы инфлюационного питания карстовых вод, приуроченных к тектоническим нарушениям (пещеры Озерная, Оптимистическая, Кристальная). На отдельных участках широких междуречий, в блоках между крупными трещинными зонами, возможна сплошная обводненность.

Данные о морфологии пещер Подолии свидетельствуют о смене направлений стока подземных вод на протяжении периода формирования пещерных систем. Более древние галереи пещер северо-западного и юго-восточного направления заложены в плиоцене. В эоплейстоцене в связи с общим поднятием юго-западной части Русской платформы и перераспределением стока формируются галереи северо-восточного и юго-западного направлений. Оживляются трещины северо-восточного простирания. Новейшие тектонические движения явились причиной смены направления стока карстовых вод, что было зафиксировано в двух системах пещерных галерей. В тектонически активных районах при наличии четко выраженной тектонической трещиноватости формируются жильные карстовые воды.

Гидрогеологические условия районов гипсового карста меняются сравнительно быстро по площади в зависимости от положения кровли гипса относительно эрозионных врезов, степени трещиноватости пород, мощности и состава покровных отложений, удаленности от дрен и т. д. Так, в междуречье Уфы и Белой (район г. Уфы) трещинно-карстовые воды гипсо-ангидритовой толщи кунгурского яруса залегают ниже водоносных горизонтов четвертичных, неогеновых и уфимских отложений, на глубине 50–60 м, и являются напорными. Пьезометрический уровень их устанавливается выше уровней рек Белой и Уфы [16, 21]. При движении в сторону рек карстовые воды становятся ненапорными (см. рис. 23). В придолинных частях междуречий уровень трещинно-карстовых вод находится ниже кровли гипса, а зона вертикальной циркуляции отсутствует. На склонах, где уфимские отложения смыты, в гипсах формируется зона вертикальной

циркуляции, через которую происходит питание трещинно-карстовых вод зоны горизонтальной циркуляции. Уровень карстовых вод в склоновой части массива отражает не только местные условия питания, но и общие условия формирования карстовых вод в целом на междуречье. Таким образом, на междуречье Уфы и Белой наблюдается несколько типов гидродинамических профилей.

Основные источники питания карстовых вод. Источники питания карстовых вод весьма разнообразны. В условиях голого и задернованного карста основным источником питания являются атмосферные осадки (дождевые и талые воды), которые поглощаются каррами, понорами, воронками и другими формами. В условиях закрытого карста очаги питания карстовых вод формируются в котловинах, логах, небольших долинах, прорезающих покровные отложения.

Воды вышележащих карбонатных или терригенных отложений при отсутствии выдержанного водоупора могут подпитывать карстовые воды. В районе г. Уфы водоносный горизонт известняков, мергелей и песчаников уфимского яруса, залегающих над гипсами кунгурского яруса, разгружается в виде родников на правом склоне долины р. Белой и в меньшей степени на правом склоне р. Уфы [16]. Родники, выходящие из уфимских пород в верховьях оврагов, исчезают в воронках гипсо-ангидритовой толщи. Только четыре крупных оврага поглощают в течение шести месяцев 257 тыс. м<sup>3</sup> воды, а все воронки в пределах косогора 500–600 тыс. м<sup>3</sup> [35].

Грунтовые воды аллювиальных отложений, залегающих на гипсах, обычно гидравлически связаны с карстовыми. Местами они подпитывают карстовые воды, а во многих случаях в них разгружаются слабонапорные или напорные воды из гипсов и ангидритов (Кишертско-Суксунский карстовый район в Пермской области, район г. Дзержинска, г. Уфы). Характер взаимосвязи грунтовых и карстовых вод меняется во времени: в половодье грунтовые воды питают карстовые, в межень – наоборот (район Кунгурской пещеры).

Грунтовые воды древнеаллювиальных отложений переуглубленных долин могут также питать карстовые воды. В половодье, когда возрастает напор воды, грунтовые воды как бы отжимают карстовые воды бортов древнего вреза.

Реки на отдельных участках питают карстовые воды. При подмыве берегов появляются условия для проникновения речных вод в трещиноватые гипсы, особенно в половодье. Местами речные воды поглощаются русловыми понорами. В Индерском карстовом районе воды р. Урала при высоких паводках питают карстовые воды через поверхностные и подземные

карстовые формы. В районе Кунгурской пещеры речные воды фильтруются в половодье в водоносный горизонт аллювиальных отложений или непосредственно в закарстованные гипсы.

Конденсация водяных паров на стенках трещин и карстовых полостей играет меньшую роль в питании карстовых вод по сравнению с рассмотренными источниками.

Таким образом, подземные воды в районах распространения гипсо-ангидритового карста имеют следующие особенности.

1. Гидродинамическая обстановка обусловлена типом карста. В голом и задернованном карсте область питания совпадает с областью стока, карст обычно связан с близкими эрозионными врезами. В гипсо-ангидритовой толще в зависимости от ее состава (наличия карбонатных пачек), характера трещиноватости, неотектонической активности, рельефа формируются единый водоносный горизонт трещинно-карстовых вод или жильные карстовые воды (концентрированные потоки). Для случая закрытого карста область питания представляет собой локальные очаги поглощения, часто она не совпадает с областью стока. Под толщей водоупорных пород формируется горизонт напорных трещинно-карстовых вод. Карст наиболее активен в очагах разгрузки. Участки, где гипсы перекрыты хорошо проницаемыми отложениями, занимают промежуточное положение между указанными случаями.

2. Обычно массивы гипсо-ангидритовых пород, в связи с быстрым затуханием трещин с глубиной, отличаются небольшой мощностью зоны вертикальной нисходящей циркуляции карстовых вод и меньшей глубиной развития карста по сравнению с карбонатными массивами. Исключением являются зоны, примыкающие к глубоким древним эрозионным врезам, зоны тектонических нарушений, контакты сульфатных пород с карбонатными – здесь карст может проявляться на глубине более 100 м.

3. На направление движения карстовых вод, их скорость влияют: а) неравномерная трещиноватость и закарстованность гипсов и ангидритов; б) неровная кровля гипса – результат карста и древних размывов; в) локальные очаги питания; г) подземные барражи – корни карстовых провалов.

4. Гипсо-ангидритовые толщи характеризуются неравномерной обводненностью – наряду с водоупорными участками встречаются водообильные зоны под очагами питания, на контакте коренных гипсовых склонов с аккумулятивными террасами, под современными и древними руслами, на контакте

с карбонатными породами, вблизи древних эрозионных врезов. Закарстованные зоны выделяются депрессиями уровня карстовых вод.

5. Наряду с наземной наблюдается скрытая разгрузка карстовых вод в озера, реки, грунтовые воды.

6. Гидрогеологические условия меняются в процессе развития карста – формирования карстовых брекчий, появления провалов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Гидрогеология СССР. Т. XV. Башкирская АССР. – М.: Недра, 1972.
2. Голод В. М., Коротков А. И., Малов В. Н. Карстовые воды Пинего-Кулойского района. – В сб.: Гидрогеология и карстование. Пермский ун-т, 1975, вып. 7.
3. Горбунова К. А. Формирование карстовых брекчий восточного крыла Уфимского вала в свете гидрогеологических данных. – Изв. высш. учебн. завед., геология и разведка, 1960, № 10.
4. Горбунова К. А. Подрусловые карстовые полости и их отложения. – В сб.: Пещеры. Пермский ун-т, 1963, вып. 3.
5. Горбунова К. А. Карст и подземные воды района пос. Суксун. Науч. тр. / Пермский политехнический ин-т, 1964, сб. 12, вып. 2.
6. Горбунова К. А. Опыт детальных гидрогеологических исследований на примере восточного крыла Уфимского вала. – В сб.: Методика изучения карста. Пермский ун-т, 1963, вып. 6.
7. Горбунова К. А. Особенности гипсового карста. – Пермь, 1965.
8. Дорофеев Е. П., Лукин В. С. Кунгурская ледяная пещера. – Пермь, 1970.
9. Дублянский В. Н., Смольников Б. М. Карстово-геофизические исследования карстовых полостей Приднестровской Подолии и Покутья. – Киев: Наукова думка, 1969.
10. Зайцев И. К. Вопросы изучения карста СССР. – Л. – М.: Госгеолиздат, 1940.
11. Иконников Е. А. Условия развития карста северной части Юрюзано-Сылвенской депрессии. – В сб.: Гидрогеология и карстование. Пермский ун-т, 1975, вып. 6.
12. Иконников Е. А. О роли карста в формировании подземных вод зоны активного водообмена Юрюзано-Сылвенской депрессии. – В сб.: Гидрогеология и карстование. Пермский ун-т, 1975, вып. 6.
13. Иконников Е. А., Костарев В. П. О глубинной закарстованности поповской свиты кунгурского яруса западного крыла Юрюзано-Сылвенской депрессии. – В сб.: Вопросы карстования. Пермский ун-т, 1970, вып. 2.
14. Карстовые явления в районе города Дзержинска Горьковской области. – М.: Изд-во АН СССР, 1960.
15. Коробов С. С., Поленов И. К. Карст одного солянокупольного поднятия Прикаспийской впадины. – В кн.: Гидрогеология соляных месторождений и минеральные воды. Л.: Недра, 1964.
16. Кудряшов И. К., Мартин В. И. Карст и подземные воды. – В кн.: Очерки по физич. географии г. Уфы и его окрестностей. Учен. зап. / Башкирский ун-т, 1970, вып. 37.
17. Лукин В. С. Особенности стока и карстового процесса в речных долинах Кунгурского района. – В кн.: Специальные вопросы карстования. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

18. Лукин В. С. Воздушный режим закарстованных массивов на примере Кунгурского района. – В кн.: Специальные вопросы карстоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
19. Лыкошин А. Г. Некоторые гидродинамические закономерности развития карста в платформенных областях. – В кн.: Землеведение. Изд-во МГУ, 1960, т. V (XLV).
20. Лыкошин А. Г. Карст и гидротехническое строительство. – М.: Изд-во лит-ры по строительству, 1968.
21. Мартин В. И. Карст. – В кн.: Гидрогеология СССР. Т. XV. Башкирская АССР. М.: Недра, 1972.
22. Максимович Г. А. Основные типы гидродинамических профилей областей карста карбонатных и сульфатных отложений. – ДАН СССР, 1957, т. 112.
23. Максимович Г. А. Гидродинамические зоны карстовых вод и основные типы подземного стока. – В кн.: Специальные вопросы карстоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
24. Максимович Г. А. Основы карстоведения. – Пермский ун-т, 1963. Т. I, гл. XIII. 1969. Т. II, гл. 1.
25. Максимович Г. А. Некоторые особенности гидрогеологии карста. – В сб.: Методика изучения карста. Пермский ун-т, 1963, вып. 6.
26. Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области. – Пермь, 1958.
27. Нурмамбетов Э. И. О связи подземных вод Индерского солянокупольного поднятия с водами реки Урал. – Изв. АН Казахской ССР. Сер. геол., 1964, № 3.
28. Овчинников А. М. Общая гидрогеология. – М.: Госгеолтехиздат, 1955.
29. Печеркин И. А. Геодинамика побережий камских водохранилищ. – Пермь, 1969. Т. 2.
30. Прозорова Н. А. О разгрузке напорных подземных вод в долине р. Оки у г. Дзержинска. – В кн.: Вопросы изучения карстовых явлений в районе г. Дзержинска. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
31. Рождественский А. П. Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. – М.: Наука, 1974.
32. Соколов Д. С. Основные условия развития карста. – М.: Госгеолтехиздат, 1962.
33. Сотников А. В., Архидьяконских Ю. В. О карстовых водах соляных куполов Прикаспийской впадины. – В сб.: Гидрогеология и карстоведение. Пермский ун-т, 1974, вып. 5.
34. Справочное руководство гидрогеолога. – Л.: Недра, 1967.
35. Ткалич С. П. Карст Уфимского «полуострова» (Башкирия) и намечающиеся закономерности его развития. – В кн.: Региональное карстоведение. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
36. Ткачев В. Ф. Воды нижнепермских, каменноугольных и девонских отложений. – В кн.: Гидрогеология СССР. Т. XV. Башкирская АССР, гл. VI. М.: Недра, 1972.
37. Турышев А. В. О формировании депрессий вдоль склонов Уфимского плато. – В кн.: Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа, 1960.
38. Турышев А. В. Подземные воды Кунгурской ледяной пещеры. – В кн.: Специальные вопросы карстоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
39. Турышев А. В. Гидродинамические и гидрохимические особенности развития карста в карбонатных и сульфатных породах. – В сб.: Проектирование, строительство и эксплуатация земляного полотна в карстовых районах. М.: Транспорт, 1968, вып. 8.

40. Шимановский Л. А. Изучение карста при мелкомасштабных гидрогеологических съемках на примере Уфимского плато и прилегающей территории. – В сб.: Методика изучения карста. Пермский ун-т, 1963, вып. 6.
41. Шимановский Л. А. Формирование и сток карстовых ВОД Уфимского плато. – В сб.: Гидрогеология и карстование. Пермский ун-т, 1966, вып. 3.
42. Шимановский Л. А. Гидрогеологические особенности иренских гипсово-ангидритовых отложений Пермского Приуралья. – В сб.: Гидрогеология и карстование. Пермский ун-т, 1975, вып. 7.
43. Шимановский Л. А., Крутов В. М. Параметры зоны поддолинной циркуляции карстовых вод. – В сб.: Вопросы карстования. Пермский ун-т, 1970, вып. 2.
44. Шимановский Л. А., Шимановская И. А., Сычкина Г. А. Водоносный комплекс отложений иренской свиты. – В кн.: Гидрогеология СССР. Т. XIV. М.: Недра, 1972.

## КАРСТОВЫЕ ОЗЕРА

Карстовые озера являются характерным элементом ландшафта районов гипсового карста. По сравнению с озерами других генетических типов и областей карбонатного карста они имеют в большинстве случаев небольшую площадь и глубину, хотя среди них и встречаются водоемы с глубиной более 50 м. Котловины озер представляют собой одиночные или слившиеся воронки и котловины, заполненные атмосферными осадками или подземными водами.

Большой вклад в изучение карстовых озер внесли пермские карстоведы. На основе исследований озер карбонатно-гипсового карста Чусовской стрелки в 1952 г. дана типизация и намечены стадии их развития [10, 11]. Изучен химический состав озер Кишертско-Суксунского [12–17] и других карстовых районов Пермской области [2, 3, 5, 6, 21, 26, 38–40, 44, 45]. Начато исследование озерных отложений [42].

Интересный материал о карстовых озерах приведен в монографии А. В. Ступишина [36], работах Н. Н. Лаптевой [28, 29], сводке по озерам Урала [37], СССР и других стран [23].

**Морфология и морфометрия.** В районах гипсового карста преобладают небольшие по глубине и площади озера. Наибольшую глубину имеют родниковые озера, в которые разгружаются напорные карстовые воды, а наибольшую площадь – озера сложного эрозионно-карстового, ледниково-карстового происхождения и котловины в районах соляно-гипсового или гипсово-соляного карста.

В карстовых районах Пермской области преобладают небольшие озера, что отражено на графике (рис. 27), который

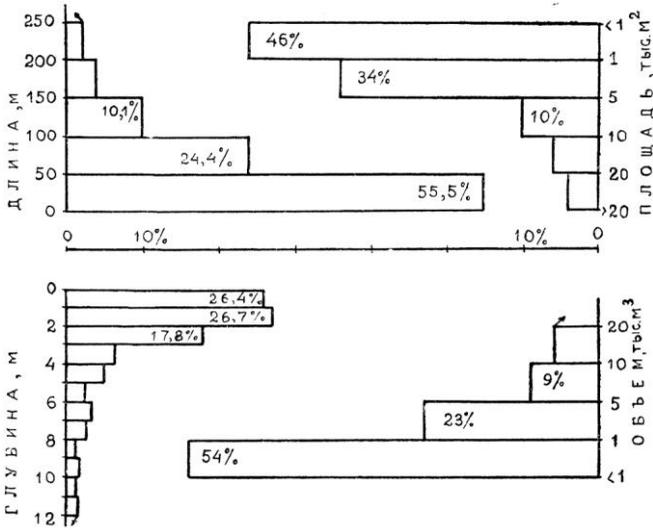


Рис. 27. Размеры карстовых озер Пермской области

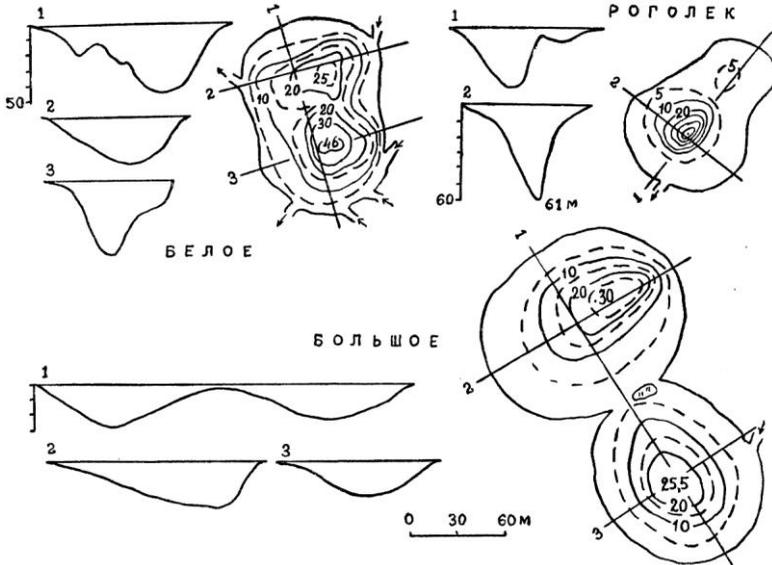


Рис. 28. Глубокие карстовые озера Пермской области [5]

составлен по данным Р. В. Яценко [41]. Большая их часть (из 357) имеет длину менее 50 м, глубину до 3 м, площадь менее 5 тыс. м<sup>2</sup>, объем менее 5 тыс. м<sup>3</sup>. Озера Роголек, Белое и Большое имеют глубину 30–61 м (рис. 28). Приведем данные о наиболее крупных озерах центральной части Пермской области (табл. 13).

Таблица 13

**Наиболее крупные карстовые озера Пермской области [5]**

| Озеро              | Длина–ширина, м | Площадь, м <sup>2</sup> | Наибольшая глубина, м |
|--------------------|-----------------|-------------------------|-----------------------|
| Белое              | 123–84          | 8700                    | 46,0                  |
| Роголек            | 99–80           | 5960                    | 61,0                  |
| Большое I          | 232–112         | 20400                   | 30,0                  |
| Новый Провал       | 75              | 4418                    | 19,8                  |
| Вильвинское I      | 150–72          | 8900                    | 12,0                  |
| Среднеполазненское | 198–115         | 16000                   | 9,8                   |
| Большое II         | 390–170         | 42200                   | 16,0                  |

В пределах Беломорско-Кулойского гипсового плато на водоразделах с мощной толщей моренных отложений встречаются озера округлой формы с (поперечником в несколько километров (Келдозеро, Ковальское, Тимозеро и другие). Вероятно, это древние карстовые озера, преобразованные ледником [35].

Большие размеры имеют озера, расположенные в сводах поднятий, вскрытых глубокими эрозийными врезами (Волги, Илети и их притоков, где нижнепермские гипсы перекрыты трещиноватыми карбонатными породами казанского яруса (Яльчик, Глухое, Конондер, Кичиер и др.). Например, длина оз. Кичиер 3 км, ширина 450 м, глубина 16 м [36].

Форма озерной котловины определяется ее генезисом. Чаще всего встречаются округлые в плане озера. В карстовых котловинах, депрессиях, долинах и логах образуются сдвоенные или восьмиобразные, лопастные котловины, состоящие из нескольких воронок. (Коэффициент развития береговой линии округлых озер 1, сложных 2–4 [41]. Форма котловины чаще всего блюдцеобразная или чашеобразная, реже конусообразная и сложная с многочисленными воронками (рис. 29).

Анализ результатов исследования озер Пермской области [5, 14, 15, 17, 19] и других территорий [35, 36] позволил выделить

несколько морфологических типов озерных котловин, приуроченных к различным элементам рельефа.

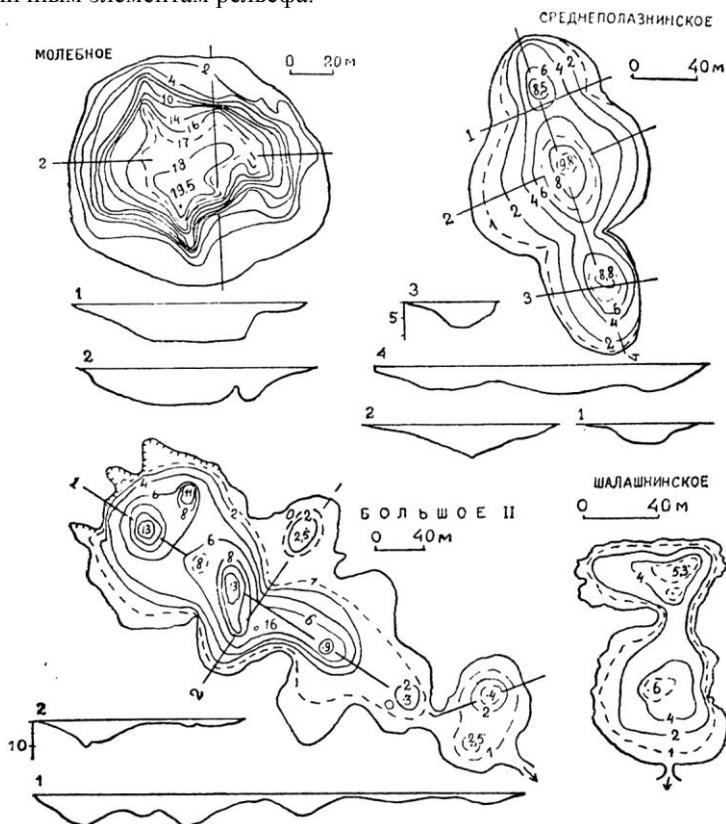


Рис. 29. Форма озерных котловин: Молебного (по Л. П. Дубровину), Большого и других [5]

1. Одиночные или групповые (по 2–3) озера в закольматированных воронках на междуречьях, коренных террасах и склонах долин. Преобладают мелкие озера с атмосферным питанием, реже встречаются глубокие (более 10 м) с грунтово-атмосферным питанием. Среди них нередки эпизодически исчезающие озера, причем уход воды из них связан с декольматацией поноров. Примером являются озера междуречья Сылвы и Шаквы в Пермской области [17]. Из 37 обследованных озер только пять имеют длину более 100 м и глубину более 4 м. На водоразделах при сравнительно глубоком залегании кровли гипсов, перекрытых коренными трещиноватыми,

преимущественно карбонатными породами, образуются и глубокие котловины. Так, озеро в д. Залесной на Чусовской стрелке, исчезавшее в конце 30-х г. г., имеет поперечник 80 м и глубину до 11 м.

2. Озера в воронках и котловинах на поймах и аккумулятивных террасах с атмосферно-грунтовым или атмосферно-грунтово-карстовым питанием. Например, озера на I и II террасах р. Сылвы и ее притока Кишертки, в районе с. Усть-Кишерть, котловины которых имеют провальное происхождение. В зависимости от размеров и глубины залегания карстовой полости, мощности, состава и водообильности аллювиальных отложений провал заполняется карстовыми, грунтовыми водами или атмосферными осадками. По мере развития озерной котловины (осыпание склонов, кольматация дна) происходит смена источников питания: карстовые воды → грунтовые воды атмосферные осадки (оз. Провал в с. Усть-Кишерть).

3. Озера в воронках и котловинах на дне карстовых депрессий. Наиболее глубокие из них вскрывают карстовые воды, а некоторые являются устьями восходящих карстовых источников. Располагаются озера, находящиеся в различных стадиях развития, обычно группами, например в Мазуевской, Дреминской, Дикоозерской [12, 14, 19], Дурнятской [2] депрессиях.

4. Озера в воронках и котловинах на дне логов или небольших карстовых долин, реже – в их устьях. Они вскрывают карстовые воды, являются подземнопроточными или родниковыми сточными. Озера на дне логов, прорезающий красноцветы, залегающие над гипсоносными отложениями, встречаются на Беломорско-Кулойском плато [35]. Они вытянуты вдоль логов, соединяясь протоками и ручьями, например, Цимольские. Подземнопроточные озера в долинах рек – Среднеполазнинское, Шалашнинское и Большое II с минерализацией воды около 2 г/л и сульфатным составом – изучены в центральной части Пермской области [15].

5. Небольшие озера в воронках, котловинах и карстовых рвах у тыловых швов террас. Питание смешанное со значительной долей грунтовых и карстовых вод. Исследованы в пос. Полазна, у д. В. Полазна, в д. Мутная [5].

6. Озера низменных заболоченных равнин, сложенных флювиогляциальными и аллювиальными песками, отличаются большими размерами (длина более 1 км, глубина до 35 м) и лопастной в плане формой. Наиболее глубокие из них приурочены к сводам положительных структур. Питание смешанное со значительной долей грунтовых и карстовых вод. Встречаются на территории Среднего Поволжья [36].

7. Озера в воронках и котловинах на контакте заболоченных водораздельных и закарстованных придолинных участков. Котловины их, сливаясь, протягиваются на несколько километров. Выделены на Беломорско-Кулойском плато [35].

8. Озера в котловинах сложного происхождения: старично-карстовые, ледниково-карстовые, дюнно-карстовые и др.

**Гидрогеологические условия возникновения.** Морфология озерной котловины, условия ее питания и водообмена, химический состав воды зависят в значительной степени от гидродинамической обстановки, в которой возникает озеро. Ранее было выделено четыре генетические группы озер карстовых областей: I – карстовые и тектоно-карстовые, II – плотинные, III – преобразованные карстом и сложные, IV – некарстовые с незначительным влиянием карста [23, 24]. Для гипсового карста характерны I (карстовые), III и IV группы. Группа I в зависимости от гидрогеологических условий подразделяется на три типа озер, приуроченных к различным зонам циркуляции карстовых вод: 1 – поверхностной и вертикальной нисходящей, или области питания; 2 – горизонтальной, или области стока; 3 – сифонный, или области разгрузки [20]. В дальнейшем эта классификация была детализирована [23] и использована при выделении (генетических типов карстовых озер Пермской области [32, 33].

Данная классификация в общем виде применима к озерам районов гипсового карста. Учитывая специфические гидрогеологические условия гипсоносных толщ – небольшую мощность зон циркуляции карстовых вод, концентрацию подземного стока на отдельных участках, гидравлическую связь подземных вод закарстованных гипсов и контактирующих с ними карбонатных, терригенных или аллювиальных отложений, можно выделить среди трех основных гидрогеологических типов озер несколько подтипов (рис. 30).

I. Озера области питания (поверхностной и вертикальной нисходящей циркуляции) карстовых вод. Они представлены кольматационными подвешенными озерными котловинами коррозийного и провального происхождения, днища которых расположены выше уровня карстовых вод. Питание преимущественно атмосферное, в глубоких котловинах – с участием грунтовых вод. Сама котловина может находиться как в гипсах и ангидридах (озера над Кунгурской пещерой, в районе пос. Посад), так и в карбонатных или терригенных породах (Чусовская стрелка), рыхлых моренных или флювиогляциальных (Беломорско-Кулойское плато) и других отложениях, перекрывающих гипсы.

II. Озера области стока (преимущественно горизонтальной циркуляции) карстовых вод. Котловины их образуются

за счет обрушения сводов полостей, возникающих в зонах концентрированного стока карстовых вод. Представлены несколькими подтипами.

II А – озера в зонах концентрированного линейного (поперечного по отношению к дренам) стока, обычно на дне карстовых ложбин и логов.

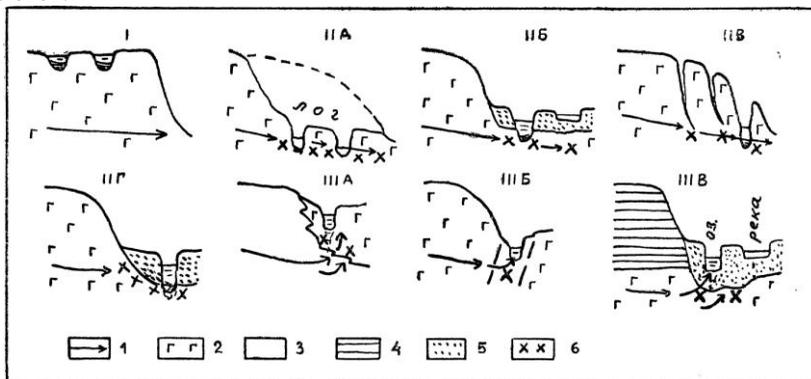


Рис. 30. Гидрогеологические условия возникновения карстовых озер: 1 – области питания карстовых вод; II – области концентрированного стока карстовых вод под логовами (II А), под дном долин (II Б), под трещинами бортового отпора и рвами (II В), на контакте коренных склонов и аккумулятивных террас (II Г); III – области разгрузки в зонах фациального замещения пород (III А), в тектонически нарушенных зонах (III Б), в древних эрозионных врезках (III В); 1 – направление стока карстовых вод; 2 – гипсы; 3 – известняки; 4 – некарстующиеся породы; 5 – аллювиальные отложения; 6 – зоны концентрированного стока

II Б – озера в зонах поддолинного (преимущественно продольного по отношению к дрене) стока карстовых вод, на поймах и низких аккумулятивных террасах речных долин. В зависимости от мощности аллювиальных отложений образовавшийся провал питается карстовыми водами (гидрогеологические окна) или только грунтовыми водами и атмосферными осадками. Рыхлые отложения, обрушившиеся в карстовую полость, являются подземными барражами, которые изменяют направление стока карстовых вод.

II В – озера в зонах концентрированного стока карстовых вод вдоль трещин бортового отпора на склонах долин, в карстовых рвах или на контакте коренных склонов и аккумулятивных террас (II Г).

III. Родниковые озера области разгрузки (восходящей сифонной циркуляции) карстовых вод. Представляют большой интерес для гидрогеологов. Группа родниковых озер расположена в центральной части Дурнятской депрессии в Пермской области: Черное – поперечник 65 м и глубина 16 м, Роголек (80×99 м) – глубина 61 м, (Каменка – диаметр 59 м и глубина 7,7 м. Котловины их являются устьями восходящих источников сульфатно-кальциевых вод с минерализацией 1,8–2,0 г/л. Из озер вытекают ручьи, впадающие в проточное оз. Белое (84×123 м), наибольшая глубина которого 46 м. На дне его выходят соленые хлоридно-натриевые воды с минерализацией 13 г/л. Сток из озера в виде р. Исток и Паштиха составляет в летний период около 500 л/с [3].

В районе г. Бирска (Башкирия), где карстуются гипсы и ангидриты кунгурского яруса нижней перми, из родникового озера начинается ручей с расходом 175 л/с. В южном Приангарье оз. Провалище имеет глубину 35,5 м, (поперечник котловины составляет в нижней части 5–9 м, в верхней 27 м. Сток из озера сульфатно-кальциевой воды с минерализацией 3,9–4,2 г/л достигает 100–120 л/с. Зимой озеро местами не замерзает [8]. Из озера, расположенного на левобережье р. Киренги, в районе д. Ермаки и имеющего глубину 14 м, ширину 36–45 м, вытекает ручей с расходом до 100 л/с. Вода в нем хлоридно-натриевая, сероводородная, с минерализацией около 3 г/л. На дне обнаружены выделения серы [9]. Округлые, в основном сточные, «грифонные» озера диаметром 20–100 м, встречаются в долинах рек и сухих логов на Беломорско-Кулойском плато [35].

**Водное питание и водный баланс.** Водное питание и потери воды определяют водный баланс озер [1]. Карстовые озера (питаются атмосферными осадками, выпадающими на зеркало водоема и поверхность их бассейна, карстовыми, грунтовыми и другими типами подземных вод, реками и временными потоками. Меньшую роль в их питании играет конденсация водяных паров на поверхности воды. Потеря воды происходит в результате испарения, поверхностного и подземного стока из озера.

В зависимости от водного баланса выделено пять типов и несколько подтипов карстовых озер (рис. 31). Для озер гипсового карста характерны типы и подтипы I, II А, II Б, III А, III Б, V. По характеру циркуляции воды и скорости водообмена озера можно подразделить на 5 групп:

- 1) застойные – подвешенные озера с атмосферным питанием и озера со сплавиной;
- 2) с замедленной, преимущественно горизонтальной циркуляцией воды на уровне питающего озера водоносного горизонта –

гидрогеологические окна с грунтовым питанием;

3) с интенсивной восходящей циркуляцией – родниковые сточные озера;

Рис. 31. Типы озер по водному балансу.

Сток

1 – поверхностный,

2 – поверхностный,

перемежающийся;

3 – подземный.

Озера:

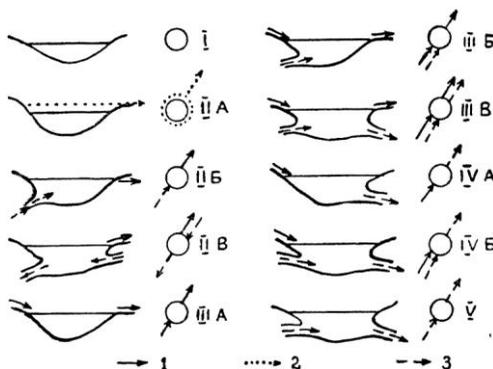
I – бессточные;

II – поверхностносточные;

III – поверхностнопроточные;

IV – поверхностноприточные;

V – подземнопроточные



4) с интенсивной горизонтальной циркуляцией в поверхностном слое и замедленной в основной массе воды – поверхностно-проточные озера;

5) со смешанной циркуляцией (например, восходящей в основной массе и горизонтальной в поверхностном слое) – родниковые поверхностнопроточные озера.

**Термика.** В значительной степени она зависит от глубины озера, объема водной массы, условий питания, водообмена и степени заболоченности котловины. Анализ данных о летнем термическом режиме озер центральной части Пермской области [7] позволил выявить связь термики со скоростью водообмена в озерной котловине.

1. Открытые застойные озера глубиной 2–4 м летом прогреваются до дна и не имеют вертикальных термических зон. Закрытые слявиной застойные озера характеризуются довольно низкими температурами во всей массе воды.

2. Озера с горизонтальным подтоком подземных (грунтовых) вод при небольшой глубине (5–13 м) отличаются нечетко выраженными термическими зонами, в то время как ори значительной глубине (20 м и более) выражены четко эпи-, мета- и гипolimнион.

3. Родниковые озера с восходящей циркуляцией воды характеризуются низкими температурами во всей массе воды – гомотермией или незначительным повышением температуры у поверхности. Некоторые не замерзают даже в сильные морозы. Таково оз. Оклина в районе г. Дзержинска (площадь 5 тыс. м<sup>2</sup>). На его дне выходят напорные воды с температурой 6°, которые питают ручей [34].

4. Проточные озера с интенсивной горизонтальной циркуляцией имеют температуру поверхностного слоя воды, определяемую температурой воды притоков.

5. Озера со смешанной циркуляцией характеризуются различным термическим режимом, зависящим от преобладающего типа циркуляции воды, например, температура воды поверхностных слоев родниковых проточных озер выше чем родниковых сточных.

**Химический состав вод.** Состав озерных вод определяется в основном положением озера в физико-географической зоне, условиями его питания (химическим составом питающих его вод), составом пород и подземных вод в сфере дренирования озерной котловины, условиями водообмена в озере и стадией развития озерной котловины. Влияние этих факторов можно проследить на примере карстовых озер Пермской области, расположенных в зоне преобладания гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций пресных озер лесного пояса северного полушария [30, 31]. 87,2 % озер в районах гипсового или карбонатно-гипсового карста относится к гидрокарбонатной формации, 9,1 % – к сульфатной и 3,7 % – к хлоридной. 89,6 % всех озер имеют минерализацию менее 1 г/л, 7,3 % от 1 до 3 г/л и 3,2 % от 3 до 26 г/л. Состав озерных вод формируется под воздействием широтных климатических, а на отдельных участках – местных геолого-гидрогеологических факторов.

Содержание главных ионов в озерных водах изменяется с увеличением минерализации. Исходя из 350 химических анализов, установлено, что при минерализации менее 1 г/л преобладают гидрокарбонатный и кальциевый ионы, а в заболоченных озерах – натриевый. Повышение минерализации до 3 г/л происходит в результате роста содержания сульфатного иона при одновременном уменьшении содержания гидрокарбонатного, вероятно, за счет частичного выпадения карбонатов в осадок (рис. 32). При минерализации более 3 г/л вода в озерах преимущественно хлоридно-натриевая, т. е. в питании их принимают участие подземные воды соляных залежей.

Для выявления роли карстовых вод в питании и формировании состава озерных вод был применен гидрохимический метод, или метод выделения преобладающих источников питания озера путем сопоставления химических анализов атмосферных осадков, озерной воды и разных типов подземных вод [16]. В дальнейшем этот метод разрабатывался К. Г. Бутыриной [5].

Основными источниками питания озер, определяющими их состав, являются атмосферные осадки (А), грунтовые (Г),

карстовые (К), трещинно-пластовые воды коренных некарстующихся пород (Т), речные воды (Р). Минерализацию 1–3 г/л и сульфатно-кальциевый состав имеют озера, питающиеся сульфатными карстовыми водами (табл. 14).

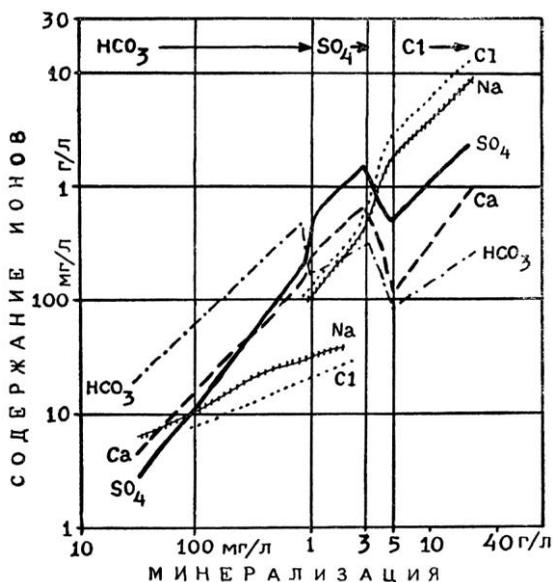


Рис. 32. Гидрохимические фации карстовых озер Пермской области

Состав озерных вод изменяется по сезонам, причем у родниковых озер сезонные различия менее выражены. В некоторых озерах (Молебное) минерализация воды (повышается на глубине, в местах подтока более минерализованных грунтовых вод, в других состав воды изменяется от берегов к середине).

Неоднородность состава озерной воды отражает условия питания и водообмена озер [6]. Типичным примером неоднородности является оз. Белое, котловина которого состоит из двух воронок с глубинами 25 и 46 м. На их дне выходят карстовые воды с минерализацией 11,3–12,5 г/л при Cl–Na–SO<sub>4</sub>–Ca составе, определяющие состав воды от дна до глубины 2–2,5 м. Верхний слой воды проточный. В озеро впадает четыре ручья с водой SO<sub>4</sub>–Ca–HCO<sub>3</sub> состава и минерализацией 1,8–1,9 г/л. При смешении вод разного состава на поверхности в центральной части озера и в вытекающих ручьях появляются SO<sub>4</sub>–Ca–Cl–Na–HCO<sub>3</sub> воды [3].

Таблица 14

**Минерализация и гидрофация карстовых озер  
в зависимости от условий питания [16,5]**

| Преобладающий источник питания | Озеро              | Минерализация, мг/л | Гидрофация                            | Время обследования |
|--------------------------------|--------------------|---------------------|---------------------------------------|--------------------|
| Атмосферные осадки–А           | Пеньковское        | 67                  | HCO <sub>3</sub> –SO <sub>4</sub>     | VI. 1958 г.        |
|                                | у д. Бородкино     | 35                  | HCO <sub>3</sub> –Na                  | VII. 1963 г.       |
|                                | Сырник             | 61                  | HCO <sub>3</sub> –Ca                  | VII. 1964 г.       |
| Грунтовые воды–Г               | Провал             | 461                 | HCO <sub>3</sub> –SO <sub>4</sub> –Ca | III. 1958 г.       |
|                                | Новый Провал       | 334                 | HCO <sub>3</sub> –Ca                  | VII. 1964 г.       |
| Карстовые воды–К               | Зуевское           | 2076                | SO <sub>4</sub> –Ca                   | VI. 1958 г.        |
|                                | Светлая Яма        | 1525                | SO <sub>4</sub> –Ca                   | VIII. 1957 г.      |
|                                | Черное             | 2448                | SO <sub>4</sub> –Cl–Ca                | VII. 1965 г.       |
| Смешанное питание              | Роголек            | 2003                | SO <sub>4</sub> –Ca                   | VIII. 1965 г.      |
| Г+А                            | Малое              | 105                 | HCO <sub>3</sub> –Ca                  | VII. 1964 г.       |
|                                | Безымянное         | 172                 | HCO <sub>3</sub> –Ca                  | VII. 1964 г.       |
|                                | Молебное           | 293                 | HCO <sub>3</sub> –Ca                  | VI. 1958 г.        |
| К+А                            | Большое (Мазуевка) | 764                 | SO <sub>4</sub> –Ca                   | VII. 1958 г.       |
| А+Т                            | Дикое              | 259                 | HCO <sub>3</sub> –SO <sub>4</sub>     | VII. 1958 г.       |
| А+К                            | Черная Яма         | 214                 | HCO <sub>3</sub> –Ca                  | VII. 1958 г.       |
| Т+К                            | Водяной Гурган     | 1427                | SO <sub>4</sub> –Ca                   | VII. 1963 г.       |

В оз. Среднеполазнинском с глубины 4 м до дна (9 м) за счет постоянного поступления карстовых вод SO<sub>4</sub>–Ca состава наблюдается увеличение минерализации от 901 до 2044 мг/л, в то время как поверхностный слой, будучи атмосферного происхождения, имеет минерализацию 90 мг/л. В оз. Вильвенеком 2 почти вся масса воды подземного происхождения, ее минерализация 656–3656 мг/л, состав сульфатный [6]. Для карстовых озер Пермской области установлено 9 типов изменения минерализации и гидрохимических фаций с глубиной [21].

Состав озерной воды изменяется в процессе эволюции котловины. Оз. Провал, возникшее в с. Усты-Кишерть 28 августа

1949 г., в ноябре того же года имело минерализацию воды 1139 мг/л при содержании сульфатного иона 596 мг/л. В последующие 15 лет наблюдалось уменьшение минерализации до 461–1207 мг/л в зависимости от времени года. По мере накопления осадков и заболачивания котловины озеро теряет связь с подземными водами, вследствие чего возрастает роль атмосферных осадков в его питании (рис. 33), что сопровождается уменьшением минерализации воды. (Заболоченные, закрытые сплавиной озера имеют обычно минерализацию менее 200 мг/л и  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na}$ ,  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$  и  $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$  состав.

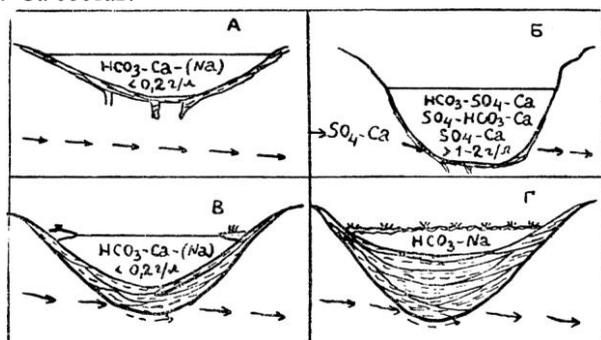


Рис. 33. Изменение химического состава воды в процессе развития озерной котловины. Озера: А – подвешенные с атмосферным питанием, Б – с подземным питанием, В – заиленные и заболоченные с преимущественно атмосферным питанием, Г – закрытые сплавиной

**Отложения озер.** Изучены на примере 65 озер Пермской области [42] и 8 озер в долине р. Теши – притока р. Оки в Поволжье [27]. В Пермской области исследованы небольшие озера глубиной не более 6 м, расположенные в зоне пресноводных сапропелей. Многие из них характеризуются высокой зольностью отложений. Основными минеральными составляющими являются кремнезем, окись кальция и магния и полуторные окислы. Осадки 53 озер (представлены кремнистыми илами, 2 – Черного и старичного Кислого, осложненного воронкой и питающегося сульфатными карстовыми водами, известковистым илом ( $\text{CaCO}_3$  соответственно 62,9 % и 53,9 %); остальных озер – торфяным или гуминовым илом. По содержанию органического вещества отложения двух озер относятся к собственно сапропелям (более 50 % органических веществ), 31 – к обедненным сапропелям (50–15 %) и 32 – к высокозольным озерным отложениям (менее 15 %).

Стратификация озерных отложений изучалась на примере озера-болота в с. Усть-Кишерть, в котором зольность возрастает, а содержание органики уменьшается с глубиной [42].

Отложения карстовых озер долины р. Теши представлены гиттиевыми глинами и глинистыми, известковыми, тонкодетритовыми, грубодетритовыми гиттиями мощностью до 11 м (рис. 34). Большая часть озер имеет минерализацию воды до 1,4 г/л при содержании до 0,8 г/л сульфатов. В одном из них в зимний (период сульфаты восстанавливаются до сероводорода. Озерные котловины в долине р. Теши заполнены осадками на 58–100 % (табл. 15). По данным пыльцевого анализа возраст котловины оценивается в 3,5–42 тыс. лет, а средняя годовая скорость накопления осадков – 1,5–5,7 мм [27].

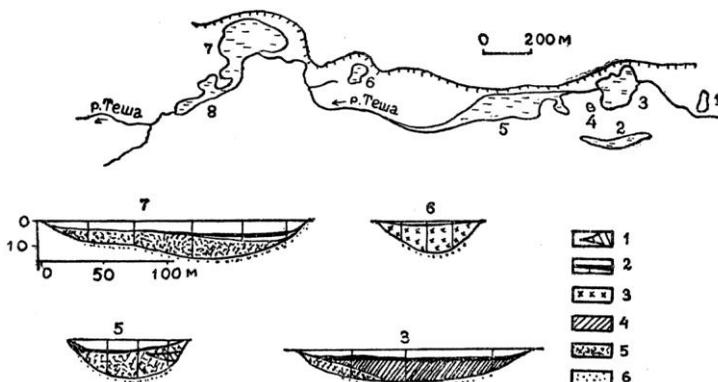


Рис. 34. План и разрезы карстовых озер в долине р. Теши. Гиттия: 1 – глинистая, 2 – гидротроилитовая, 3 – известковая, 4 – тонкодетритовая, 5 – грубодетритовая, 6 – пески и глины [27]

Осадки озер гипсового карста формируются под влиянием как широтных климатических, так и местных литологических и гидрогеологических факторов. В озерах лесной зоны накапливаются пресноводные сапропели. На дне озер, питающихся сульфатными карстовыми водами, отлагаются известковые илы. Например, илы оз. Черное в Дурнятской депрессии, минерализация воды которого 1,9 г/л, а состав  $SO_4-Ca$ , содержат 62,9 %  $CaCO_3$ , 3,5 %  $CaSO_4$ .  $CaCO_3$  в известковой гиттии озера № 8, расположенного в долине р. Теши, составляет 50% (содержание в воде сульфатного иона 0,85 г/л).

Выпадение карбонатов в виде известковых туфов из  $HCO_3-SO_4-Ca$  (при минерализации 600–1000 мг/л и содержании  $SO_4$  100–350 мг/л),  $SO_4-HCO_3-Ca$  (соответственно

Таблица 15

**Степень заполнения осадками котловин карстовых озер в долине р. Теши [27]**

| № озера | Площадь, м <sup>2</sup> | Средняя глубина, м | Наибольшая глубина, м | Объем воды, м <sup>3</sup> | Глубина котловины, м | Степень заполнения котловины, % |
|---------|-------------------------|--------------------|-----------------------|----------------------------|----------------------|---------------------------------|
| 1       | 1450                    | 0,93               | 1,05                  | 1350                       | 3,80                 | 89                              |
| 2       | 7040                    | 1,15               | 1,36                  | 8100                       | 12,35                | 88                              |
| 3       | 12450                   | 2,43               | 2,80                  | 30200                      | 11,65                | 75                              |
| 4       | 280                     | –                  | 1,40                  | 130                        | 9,95                 | 85                              |
| 5       | 28860                   | 3,29               | 4,30                  | 95000                      | 16,40                | 68                              |
| 6       | 2620                    | 0,82               | 0,90                  | 2150                       | 10,95                | 91                              |
| 7       | 25700                   | 3,85               | 5,00                  | 96750                      | 15,0                 | 58                              |
| 8       | 7730                    | 2,00               | 2,25                  | 15460                      | 12,95                | 76                              |
| 9       | 343000                  | –                  | 8,00                  | –                          | 8,00                 | 100                             |

900–1500 мг/л и 100–350 мг/л  $\text{SO}_4$ ),  $\text{SO}_4\text{--Ca--HCO}_3$  (1500–12700 мг/л и 700–1600 мг/л  $\text{SO}_4$ ) вод было установлено для карстовых родников [13]. В карстовых озерах за счет поглощения части  $\text{CO}_2$  растительностью, выпадение карбоната кальция происходит и при меньшей минерализации. На дне некоторых озер отлагается сера.

**Зараствание озер.** Эволюция карстовых котловин изучена на примере озер Пермской области [4, 5, 10–42, 15, 16]. Эти небольшие водоемы могут возникать мгновенно в результате заполнения подземными водами провалов. Эволюция некоторых из них – от провала до котловины, затянутой сплвиной, и заболоченного блюдцеобразного понижения, происходит сравнительно быстро. На одних участках рядом располагаются озера разных стадий развития, в том числе омоложенные провалами. Например, восемь озер, болото и заболоченные блюдца описаны летом 1958 г. в Дикоозерской карстовой депрессии, причем в озере у д. Н. Одина в 1953 г. произошел провал. Он был причиной понижения уровня воды. Наибольшая глубина озера (19 м) отмечена в провале. Сочетание молодых провальных, зрелых и угасающих заболоченных, а также омоложенных котловин наблюдается в Мазуевской, Бурцевской, Дурнятской, Косогорской и других озерных группах.

Заболачивание озер зависит от размеров и морфологии котловины (глубины, рельефа дна), условий питания озера,

температуры, химического состава воды, состава донного грунта. Для карстовых озер характерны два пути заболачивания: 1) постепенное зарастание котловины болотной растительностью, продвигающейся от берегов к середине и 2) нарастание сплавины. Для 140 карстовых озер Пермской области К. Г. Бутырина [14, 5] по характеру зарастания выделяет 5 групп:

1) мелкие открытые слабоминерализованные озера с ясно выраженной поясностью растительности;

2) небольшие и неглубокие озера без зонального распределения растительности с минерализацией воды 1–2 (г/л;

3) глубокие закрытые озера с ясно выраженным поясом водяных мхов и водой различной минерализации;

4) озера, зарастающие сплавиной;

5) озера смешанного зарастания.

Наиболее распространенный способ заболачивания глубоких озер – нарастание сплавины. На Чусовской стрелке исследованы озера с различными типами сплавин (рис. 35).

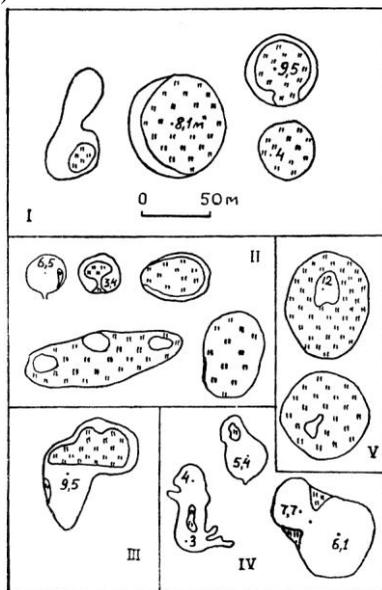


Рис. 35. Сплавина на карстовых озерах: I – Чусовская стрелка [10]; II–IV – Косьвинско-Чусовское междуречье [4]. Цифрами внутри контуров озер обозначена глубина, м

В озере, расположенном в д. Кулигино, глубина под сплавинной составляет 9,6 м [10].

Образование сплавины на озерах Косьвинско-Чусовского междуречья происходит различными способами [4].

1. Сплавина, преимущественно корневищная, развивается в центре озера; в начале она имеет вид полуострова, который, разрастаясь, занимает большую часть озера (рис. 35, II)

2. Плавающие сплавины, преимущественно корневищные с кустарниковым и древесным ярусами, первоначально развиваются по первому типу; после ухода воды и при последующем восстановлении озера сплавина вначале осушается, а затем превращается в плавающий остров (рис. 35, III).

3. Сплавина развивается на выступах дна (рис. 35, IV).

4. Сплавина, преимущественно моховая, растет от периферии к центру озера (рис. 35, V); под моховыми сплавиными озера более долговечны.

По мере заболачивания озера превращаются вначале в болота-торфяники, а затем – в блюдцеобразные понижения.

Таким образом, карстовые озера возникают в различных геоморфологических и гидрогеологических условиях. В основном преобладают небольшие водоемы, но глубина некоторых достигает 61 м. На возвышенных участках часто встречаются кольматационные «подвешенные» озера с ультрапресной и пресной водой, в депрессиях, логах, речных долинах, в зонах концентрированного подземного стока и разгрузки карстовых вод, – гидрогеологические окна и озера-родники. Они могут быть эпизодически исчезающими, постоянными с сезонными колебаниями уровней, и озерами-родниками с устойчивыми уровнями и постоянным стоком.

Наибольший интерес для гидрогеологов представляют озера-родники, указывающие на места разгрузки подземных вод. Они имеют минерализацию воды 1–3 г/л и сульфатно-кальциевый состав. При наличии в разрезе каменной соли появляются соленые озера с водой хлоридно-натриевого состава. В некоторых озерах наблюдается резкое различие минерализации и состава поверхностных и донных частей. Характерно также разнообразие состава озерной воды и минерализации в пределах одной озерной группы.

Эволюция карстовых озер от провала, заполненного водой, до болота протекает быстро, поэтому они могут быть использованы как природные объекты изучения процессов осадконакопления, заболачивания, развития сплавин. Осадки ряда озер (сапропели, сероводородные грязи) применяются в лечебных целях. Живописные карстовые озера могут служить объектами туризма, некоторые – источниками хозяйственного водоснабжения, местами рыбоводства, разведения водоплавающей птицы. Наиболее интересные в гидрогеологическом и гидрохимическом отношении карстовые озера должны быть включены в список природных объектов, подлежащих охране.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Богословский Б. Б. Озероведение. М.: Изд-во Московского ун-та, 1960.
2. Бутырина К. Г. К гидрохимии таборских озер. – В сб.: Химическая география и гидрогеохимия. Пермский ун-т, 1964, вып. 3–4.
3. Бутырина К. Г. Карстовые озера бассейна Нижней Косьювы. – В сб.: Гидрогеология и карстоведение. Пермский ун-т, 1966, вып. 3.
4. Бутырина К. Г. Зарастание карстовых озер. – В сб.: Вопросы ландшафтоведения, геоморфологии и исторической географии. Учен. зап./ Пермский ун-т, 1970, № 230.
5. Бутырина К. Г. Карстовые озера центральной части Пермской области. – В сб.: Материалы по физич. географии, охране природы Урала и сопредельных территорий. Учен. зап./Пермский ун-т, 1973, № 281.
6. Бутырина К. Г., Красных С. В., Ожегова С. Н., Ширинкина О. В. Особенности вертикальных гидрохимических профилей карстовых озер. – В сб.: Вопросы физич. географии Урала. Пермский ун-т, 1975, вып. 2.
7. Бутырина К. Г., Яценко Р. В. К термине карстовых озер. В сб.: Материалы по географическим исследованиям на Западном Урале, Севере и Востоке Азии. Учен. зап./Пермский ун-т, 1967, № 165.
8. Вологодский Г. П. Карст южного Приангарья. – В кн.: Инженерно-геологические особенности При ангарского промышленного района и их значение для строительства. М.: Наука, 1965.
9. Вологодский Г. П. Карст Иркутского амфитеатра. – М.: Наука, 1975.
10. Горбунова К. А. Карст приустьевой части р. Чусовой. – Учен. зап./Пермский ун-т, 1956, т. X, вып. 2.
11. Горбунова К. А. Сплавина на карстовых озерах. – Зап. Пермского отдела Всесоюзн. Геогр. об-ва СССР. Пермь, 1960, вып. 1.
12. Горбунова К. А. Карстовые озера района Мазуевки в Пермской области. – В сб.: Доклады Пятого Всеуральского совещания по вопросам географии и охраны природы Урала. Пермь, 1960.
13. Горбунова К. А. К вопросу формирования химического состава карстовых вод. – В сб.: Химическая география. Пермский ун-т, 1961, вып. 1.
14. Горбунова К. А. Карстовые озера окрестностей деревни Дикое Озеро. – В сб.: География Пермской области. Пермский ун-т, 1962, вып. 1.
15. Горбунова К. А. Озера гипсового карста. – В сб.: Гидрогеология и карстоведение. Пермский ун-т, 1962, вып. 1.
16. Горбунова К. А. Влияние условий питания и стадий развития на химический состав карстовых озер. – В сб.: Химическая география и гидрогеохимия. Пермский ун-т, 1963, вып. 2 (3).
17. Горбунова К. А. Озера гипсового карста стадии приподнятой равнины. – В сб.: География Пермской области. Пермский ун-т, 1964, вып. 2.
18. Горбунова К. А. Карстовые озера Пермской области. – В сб.: Гидрогеология и карстоведение. Пермский ун-т, 1964, вып. 2.
19. Горбунова К. А. Особенности гипсового карста. – Пермь, 1965.
20. Горбунова К. А. Гидрогеологическая классификация карстовых озер. – В сб.: Карст Урала и Приуралья. Пермский ун-т, 1968.
21. Горбунова К. А., Бутырина К. Г., Яценко Р. В. Карстовые озера равнинной части Пермской области. – В сб.: Вопросы изучения карста Русской равнины. М.: Изд-во Московского об-ва испытателей природы, 1966.

22. Горбунова К. А., Бутырина К. Г., Ященко Р. В. Химическая география озерных вод и льда. Карстовые озера. – В сб.: Химическая география и гидрогеохимия Пермской области. Пермский ун-т, 1967.
23. Горбунова К. А., Максимович Г. А. Озера карстовых районов. – В кн.: Максимович Г. А. Основы карстоведения. Пермь, 1969. Т. II.
24. Горбунова К. А., Максимович Г. А. Основные типы озер карстовых районов. Изв. Всес. Геогр. об-ва, 1970, т. 102, вып. 3.
25. Горбунова К. А., Максимович Г. А. Карстовые родниковые озера как места разгрузки подземных вод. – Изв. высш. учебн. за-вед., геология и разведка, 1971, № 11.
26. Горбунова К. А., Пономарева Л. А. Химический состав карстовых озер Пермской области. – В сб.: Химическая география и гидрогеохимия. Пермский ун-т, 1964, вып. 3 (4).
27. Гричук В. П. Карстовые озера (современные и ископаемые) долины р. Теши. – Землеведение, 1937, т. XXXIX, вып. 1.
28. Лаптева Н. Н. Некоторые морфометрические показатели для одиннадцати озер западной части МАССР. – В сб.: Вопросы географии Среднего Поволжья. Казанский ун-т, 1964.
29. Лаптева Н. Н., Ступишин А. В. Карстовые озера Марийской АССР. – В сб.: Вопросы геоморфологии Среднего Поволжья. Казанский ун-т, 1967, вып. V–VI.
30. Максимович Г. А. Химическая география вод Суши. М.: Географгиз, 1955, гл. 5.
31. Максимович Г. А. Основы учения о гидрохимических фациях. – В сб.: Химическая география вод и гидрогеохимия Пермской области. Пермский ун-т. 1967.
32. Максимович Г. А., Ященко Р. В. Генетическая классификация карстовых озер Пермской области. – В кн.: Материалы Восьмого Всеуральского совещания по вопросам географии, охраны природы и природопользования. Уфа, 1973.
33. Максимович Г. А., Ященко Р. В. Генетические типы и эволюция котловин карстовых озер Пермской области. – В сб.: Гидрогеология и карстоведение. Пермский ун-т, 1974, вып. 5.
34. Прозорова Н. А. О разгрузке напорных подземных вод в долине р. Оки у г. Дзержинска. – В кн.: Вопросы изучения карстовых явлений в районе г. Дзержинска. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
35. Сабуров Д. Н. Формы поверхностного карста Беломорско-Кулойского гипсового плато. – В кн.: Пещеры Пинего-Северодвинской карстовой области. Л.: Изд-во Геогр. об-ва СССР, 1974.
36. Ступишин А. В. Равнинный карст и закономерности его развития на примере Среднего Поволжья. – Казань, 1967.
37. Черняева Л. Е., Черняев А. М., Еремеева М. Н. Гидрохимия озер. – Л.: Гидрометеиздат, 1977.
38. Ященко Р. В. Химическая география карстовых озер Чусовской стрелки Камского водохранилища. В сб.: Химическая география. Пермский ун-т, 1961, вып. 1.
39. Ященко Р. В. Гидрохимические фации озер карбонатно-гипсового карста. – В сб.: Химическая география и гидрогеохимия. Пермский ун-т, 1963, вып. 2 (3).
40. Ященко Р. В. К гидрохимии озер Соликамского района Пермской области. – В сб.: Химическая география и гидрогеохимия. Пермский ун-т, 1964, вып. 3 (4).
41. Ященко Р. В. Морфометрические показатели карстовых озер Пермской области. – В сб.: Вопросы карстоведения. Пермский ун-т, 1970, вып. II.

42. Ященко Р. В. Вещественный состав отложений карстовых озер Пермской области. – В сб.: Гидрогеология и карстование. Пермский ун-т, 1971, вып. 4.
43. Ященко Р. В. Карстовые озера Сылвенско-Шаквинского междуречья. – В сб.: Вопросы физической географии Урала. Пермский ун-т, 1975, вып. 2.
44. Шестов И. Н., Шурубор А. В. Химический состав некоторых карстовых озер Предуральяского прогиба. – В сб.: Химическая география и гидрогеохимия. Пермский ун-т, 1963, вып. 2 (3).
45. Шестов И. Н., Шурубор А. В. Чусовское озеро и его происхождение. – В сб.: Химическая география и гидрогеохимия. Пермский ун-т, 1963, вып. 2 (3).

## **МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗЛИЧИЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ТИПОВ КАРСТА**

Условия питания (поглощения), движения в толще карстующихся пород и разгрузки карстовых вод, зависящие в значительной степени от структурно-геоморфологических условий, трещиноватости пород, геологической истории, неотектонических движений, определяют генезис и морфологию поверхностного и подземного карста.

Гидродинамический тип карста I, представленный одной зоной вертикальной циркуляции в линзах или пластах трещиноватого гипса, залегающих среди терригенных отложений, в условиях расчлененного рельефа и влажного климата характеризуется большой плотностью воронок, среди которых преобладают провальные, а на более поздних стадиях развития – котловинами.

Тип II, выраженный одной зоной горизонтальной циркуляции в пачках гипса, залегающих под покровными отложениями и подстилаемых относительными водоупорами, представлен двумя подтипами. При наличии хорошо проницаемых покровных отложений возможны коррозионно-провальные воронки. Если гипсы покрыты водонепроницаемыми отложениями, развитие карста зависит от их мощности. В последнем случае в гипсе образуются каналы, при обрушении сводов которых возникают провалы. Распространены карстовые брекчии.

Тип III, характеризующийся (зонами вертикальной, переходной и горизонтальной циркуляции – наиболее изучен морфологически. Гипсовые кепроки соляных куполов отличаются интенсивной закарстованностью в зонах вертикальной (поноры, колодцы, полости) и горизонтальной (пещеры, каналы, полости) циркуляции. На поверхности в зависимости от мощности покровных отложений, степени нарушенности

гипсов образуются различные типы воронок, карры, котловины, карстовые лога.

В придолинных и междуречных массивах карстовые воды связаны с реками. Развитие карста может осложняться чередованием гипсо-ангидритовых пачек с маломощными карбонатными, что является причиной этажности и ступенчатости карстовых форм. Здесь наблюдаются все стадии развития (полостей от трещинно-щелевой до пещерно-провальной). При обрушении сводов каналов и пещер образуются провальные воронки, колодцы, мосты, карстовые цирки, слепые лога и на конечной стадии – лога с постоянными водотоками. На склонах формируются карстовые рвы. Плотность воронок зависит от мощности покровных отложений. Возможно образование крупных котловин, озер и депрессий. В междуречных массивах находятся самые длинные пещеры.

Тип IV, представленный зонами переходной и горизонтальной циркуляции, характеризуется полостями, кавернами, закарстованными трещинами в толще гипса.

Типы V и VI, характеризующиеся всеми основными гидродинамическими зонами, отличаются разнообразием поверхностных и подземных форм и большой глубиной развития карста.

Тип VII, выраженный зоной сифонной циркуляции, имеет значительную глубину (проявления карста; этому типу свойственны большие первоначальные размеры провалов, крупные котловины, депрессии, родниковые реки. Пещеры встречаются редко.

Тип VIII, представленный напорными трещинно-карстовыми водами, залегающими под некарстующимися отложениями, ниже эрозионных врезов, отличается активным карстом в местах разгрузки карстовых вод или гидравлической связи их с грунтовыми. Здесь образуются воронки, котловины, депрессии, карстовые брекчи, озера. Пещеры отсутствуют.

На эволюцию различных гидродинамических типов карста влияют тектоническая активность территории, климатические условия, геологическая история.

## **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Карст гипсов и ангидритов, который в работе называется гипсовым, отличается высокой активностью, разнообразием поверхностных форм – от карров до крупных депрессий. Показателями закарстованности большинства районов являются плотность карстовых воронок и степень пораженности ими земной поверхности. Многочисленные поверхностные формы

представляют собой поглощающий аппарат области питания карстовых вод. Неравномерная трещиноватость гипсов и ангидритов – одна из причин концентрации подземного стока.

Поверхностный карст отражает гидродинамические условия, что необходимо учитывать при типизации и оценке степени устойчивости закарстованных территорий. В процессе изучения карста (гипсов и ангидритов) возникает ряд вопросов, представляющих большой интерес.

1. Выделение основных геологических обстановок развития карста.

2. Изучение трещинной тектоники гипсов и ангидритов, ее отражения в морфологии подземного карста, в частности пещер.

3. Исследование процессов гидратации ангидрита и их влияния на карст.

4. Выявление типов карста на основе учета геологических, морфологических и гидродинамических условий его развития.

5. Соотношение карстовых и других экзогенных геологических процессов.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|   |    |
|---|----|
| ПРЕДИСЛОВИЕ.....  | 5  |
| ПОВЕРХНОСТНЫЕ ФОРМЫ КАРСТА, ИХ ГЕНЕЗИС И ЭВОЛЮЦИЯ.....  | 6  |
| Карры, поноры, колодцы, шахты.....                      | 7  |
| Воронки, их морфологические особенности.....            | 9  |
| Карстовые рвы.....                                      | 27 |
| Карстовые котловины.....                                | 30 |
| Карстовые лога и овраги.....                            | 31 |
| Карстовые депрессии.....                                | 33 |
| Гипсовые останцы.....                                   | 38 |
| Карстовые цирки.....                                    | 41 |
| Естественные карстовые мосты и арки.....                | 42 |
| Эволюция карстового рельефа.....                        | 42 |
| Литература.....   | 46 |
| НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ.....                    | 52 |
| Гидродинамические зоны.....                             | 53 |
| Типы гидродинамических профилей.....                    | 55 |
| Условия формирования карстовых вод.....                 | 64 |
| Основные источники питания карстовых вод.....           | 68 |
| Литература.....   | 70 |
| КАРСТОВЫЕ ОЗЕРА.....                                    | 72 |
| Морфология и морфометрия.....                           | 72 |
| Гидрогеологические условия возникновения.....           | 77 |
| Водное питание и водный баланс.....                     | 79 |
| Термика.....  | 80 |
| Химический состав вод.....                              | 81 |
| Отложения озер.....                                     | 84 |
| Заращение озер.....                                     | 86 |
| Литература.....   | 89 |
| МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗЛИЧИЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ТИПОВ КАРСТА | 91 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....   | 92 |

Клара Андреевна Горбунова

## **МОРФОЛОГИЯ И ГИДРОГЕОЛОГИЯ ГИПСОВОГО КАРСТА**

Учебное пособие по спецкурсу

Редактор **Е. А. Огниенно**  
Технический редактор **Н. В. Петрова**  
Корректор **Т. В. Паршина**

Сдано в набор 15.03.79. Подписано в печать 17.07.79.  
ЛБ06378. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бум. тип. № 2.  
Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 6,0.  
Уч.-изд. л. 4,32. Тираж 1000 экз. Заказ 366. Цена 17 к.

Редакционно-издательский отдел Пермского университета.  
614099. Пермь, ул. Букирева, 15.

Книжная типография № 2 Управления издательств,  
полиграфии и книжной торговли. 614001. Пермь,  
ул. Коммунистическая, 57.