

Г. А. Максимович

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОГЕОЛОГИИ КАРСТА

Наличие движущейся воды является обязательным условием появления и развития карста. В результате движения карстовых вод возникает водообмен. Количественно интенсивность его характеризуется коэффициентом водообмена, представляющим отношение годового расхода всех карстовых источников и вод, разгружающихся непосредственно в реки, озера или моря, а также другие водоносные горизонты, к общему объему подземных вод карстующегося массива или его части.

Численная величина коэффициента водообмена зависит от водопроницаемости пород, условий дренажа и питания карстовых вод, климатических условий и других факторов.

В карстующихся массивах, вследствие затухания трещиноватости с глубиной, наблюдается известная вертикальная зональность интенсивности водообмена. Наиболее интенсивный водообмен имеет место при расчлененном рельефе. Он развивается в сфере дренирующего воздействия на карстовые воды гидрографической сети, озерных и морских бассейнов. На глубине 30–50 м ниже тальвегов речных долин интенсивность водообмена уменьшается.

### Гидродинамические зоны карстовых вод

В карстовых районах, при наличии долин магистральных транзитных рек (рис. 1) или находящихся на берегах морей, возможны следующие гидродинамические зоны (Г. А. Максимович, 1952, 1956).

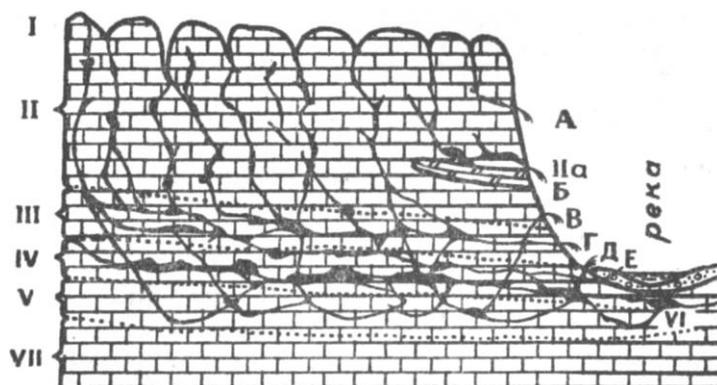


Рис. 1. Схема гидродинамических зон карстового массива, прорезанного рекой (Г. А. Максимович, 1958).

I – Зона поверхностной циркуляции, II – Зона вертикальной нисходящей циркуляции. II а – Подзона подвешенных вод на местных водоупорах, III – Зона колебания уровня карстовых вод или переходная, IV – Зона горизонтальной циркуляции, V – Зона сифонной циркуляции напорных вод, VI – Зона поддолинной или подрусловой циркуляции, VII – Зона глубинной циркуляции.

Карстовые источники зон циркуляции: А – вертикальной нисходящей, Б – подвешенных вод, В–Д – сифонной, Г – переходной, Е – разгрузка вод зоны горизонтальной циркуляции в речные отложения.

I. Зона поверхностной циркуляции. Вода здесь стекает по поверхности карстового массива, образуя в условиях средиземноморского типа карста карры, ложбины, а для всех других типов конусообразные расширения понор и карстовых воронок, коррозионно-эрозионные воронки. Эти же воды расширяют устья карстовых шахт, превращая их в пропасти. В карстовых воронках, где понор заилен, стекающие по поверхности воды образуют постоянные или временные озера, питающиеся атмосферными осадками и талыми снеговыми водами.

II. Зона вертикальной нисходящей циркуляции. Это зона периодической циркуляции И. К. Зайцева (1940) или зона аэрации Д. С. Соколова (1951). Здесь периодически после выпадения осадков или таяния снега происходит движение воды вниз по вертикальным трещинам и пустотам. Мощность зоны определяется толщиной карстующихся пород, рельефом и климатом. На слабо расчлененных возвышенных участках с равнинным рельефом она составляет 30–50–100 и более метров, а в горных районах, в зависимости от мощности карстующейся толщи, обычно сотни метров и иногда достигает 1–2 км.

В пределах этой зоны возможно наличие подзоны II-а подвешенных карстовых вод на участках развития местных водоупоров в виде менее карстующихся пород. Часто это прослойки кремнистых известняков. Этим обусловлено наличие источников, вытекающих на склонах значительно выше уровня воды транзитных рек или дна карстовых котловин и полей. Они наблюдаются в Абхазии, на Балканах, в Киренаике и во многих других карстовых областях. Вместо эффектных водопадов Кавказа, Динариды и Триполитании, когда воды подвешенного горизонта низвергаются в долины из канала, находящегося на высоте десятков метров, при менее расчлененном рельефе встречаются карстовые водотоки, текущие на разных уровнях. Так, например, в среднем течении в долине р. Ирени, левого притока р. Сылвы (бассейн р. Камы), карстовые воды дренируются карстовыми полостями в гипсах. На правом берегу карстовые водотоки (р. Тураевка и другие) текут на более высоком уровне по десятиметровой туйской пачке известняков, где она неполностью нарушена коррозией.

В горных странах при отмирании подвешенного горизонта наблюдаются весьма малобитные источники. Нами отмечены они в районе Гагр при подъеме на Мамздышку.

III. Зона колебания уровня карстовых вод (переходная) с чередованием вертикальной и горизонтальной циркуляции за счет сезонных колебаний уровня карстовых вод. При подъеме уровня здесь, как и в нижележащей зоне, с которой она сливается, наблюдается горизонтальное движение в направлении дрены. При спаде она включается в вышележащую зону вертикальной циркуляции.

Амплитуда колебаний уровня карстовых вод или мощность переходной зоны в разных карстовых областях различна. По данным А. А. Крубера (1913) для источника Биюк-Карасу в Крыму она составляет 12–15 м, источника Воклюз – 24 м, колодцев Шампани (карст мела) – 19 м, некоторых других карстовых источников Франции – 30–60 м, а в Требичском гроте (восточнее г. Триеста) – 80–100 и даже 109 м (А. Н. Семихатов, 1954). На восточном склоне Урала мощность переходной зоны составляет в Алапаевско-Каменской карстовой области 0,5–2 и реже 3 м, что указывает на сильную закарстованность известняков (М. И. Гевирц, 1959). По Н. И. Плотникову (1957) амплитуда годовых колебаний уровня карстовых вод достигает 20–25 м (Казахстан) и даже 30–40 м (Урал).

Мощность переходной зоны зависит от климатических условий, от количества выпадающих осадков, рельефа и степени закарстованности. Она уменьшается по мере увеличения закарстованности и роста объема подземных карстовых пустот. Нижняя граница зоны изменяется по многолетним (брюкнеровским и другим) периодам.

Ниже переходной находится ряд зон, характеризующихся в основном полным насыщением трещин и пустот карстовыми водами.

IV. Зона горизонтальной циркуляции отличается свободным стоком безнапорных вод к магистральным речным артериям или окраине карстующегося массива.

V. Зона сифонной циркуляции с каналами в виде перевернутого сифона уже характеризуется напорными водами, которые движутся от водораздельных пространств в подрусловые каналы магистральных рек. В условиях русского и средневропейского типов карста воды несут из понор, карстовых воронок и каналов обломочный материал, который заполняет подрусловые пустоты, а из трещин путем растворения пород в их стенках образуются новые карстовые полости. В горных районах с отсутствием магистральных речных долин воды каналов зоны сифонной циркуляции разоружаются на окраине карстующегося массива в виде наземных, а на морских берегах частично в виде подводных источников.

При наличии магистральных речных артерий зоны вертикальной нисходящей, переходной, горизонтальной и сифонной циркуляций составляют поперечный сток (З. А. Макеев, 1947). В продольном профиле магистральной речной артерии подрусловые пустоты образуют VI зону поддолинной, или подрусловой циркуляции (Рис. I. VI). Она имеет одну из важных особенностей циркуляции подземных вод в карстовых районах.

Если карстующаяся толща большой мощности и распространена значительно ниже дренирующей район транзитной речной артерии, то при несколько замедленной глубинной эрозии и преобладании боковой, по обоим берегам реки наблюдаются лишь долины временных потоков (овраги, балки, лога). Дно их обычно усеяно карстовыми воронками с открытыми и несколько заиленными понорами, в которые стекают или фильтруются талые и дождевые воды. Временные потоки только в весеннее время и при сильных ливнях достигают речной долины. Вода, попавшая в поноры, по большей части не дает источников по берегу реки (долина реки Сылвы на территории б. заповедника «Предуралье», ниже д. Частые). Источники во многих случаях появляются только тогда, когда местность испытывает поднятие, и глубинная эрозия вскрывает расширенные карстовыми водами трещины и пустоты, а также за счет наличия рассмотренных ранее местных водоупоров.

Первоначально предполагалось, что карстовые воды, стекающие по долинам временных потоков, фильтруются в аллювий поймы и русла главной реки и потому не обнаруживаются на поверхности в виде источников. Затем необходимо было объяснить наличие карстовых воронок на поймах рек. Они наблюдаются в области гипсового карста вблизи р. Чусовой, на пойме рр. Чусовой и Камы, на р. Сылве в Кишертском районе, на р. Уфе у с. Охлебино и во многих других районах. Подсчет показал, что карстование происходило под толщей пойменного аллювия в карстующейся породе, ниже руслового аллювия.

В результате разбуривания речных долин при проектировании плотин и железнодорожных мостов, а также для водоснабжения, было установлено, что многие реки в гипсовом и известняковом карсте обладают подрусловыми пустотами, часто с карстовым потоком (табл. 1).

Кроме конкретных данных, приведенных в таблице 1, в литературе имеется и более общие сведения. Так, например, Ю. П. Пармузин (1954) для Сибири указывает: в русле и на островах р. Ангары в кембрийских доломитах имеются провалы, заполненные аллювием и обломочным материалом. Подрусловой карст известен и в кембрийских известняках Алдана.

Э. От (1933) упоминает, что русло подземных рек может опускаться ниже уровня речной эрозии. Р. Жоли еще в 1936 г., приводя данные о наличии пустот на 59 м ниже р. Неске, на 18 м под р. Иби и на 36 м под р. Ироль (Ардеш), указывал, что не может объяснить это явление.

Вначале, когда обнаружили подрусловые пустоты, которые были либо заполнены аллювием, либо содержали карстовые воды, предполагали, что это только явление древнего карста. Постепенно было установлено: наряду с древним карстом в ряде случаев имеет место подрусловый поток современного карста. Иногда древние карстовые пустоты используются современным карстом.

Подрусловые (и поддолинные) пустоты некоторых рек в карстовых районах

№№ п/п.	Река и створ. Возраст пород	Глубина пустот, м	Вертикальн. размеры пустот, м	Заполненные или незаполненные пустоты	Наличие подруслового потока	Источник
1	2	3	4	5	6	
I. Известняковый карст						
1	р. Уфа, Белорецк (силур)	20–50 ниже поверхности террас или 0–40 ниже аллювия	1–2 и более	Частично заполненные глиной, щебнем, песком и галькой	Имеется	Д. С. Соколов, 1948, стр. 17–21
2	р. Уфа, с. Павлово (артинские отложения)	44–46 ниже уреза воды	До 2	Заполнены частично песком и галечником	Нет данных	К. И. Маков
		27–32	0,3	Не заполнена (провал инструмента)	«	
			1	Заполнена суглинком	«	
3	р. Клязьма, ниже г. Коврова (верхнекаменноугольные отложения)	Ниже аллювия: 26 случаев 7–20, 10 сл. 20–30, 4 сл. 30–38	Нет данных	Заполненные и незаполненные	«	А. Ф. Якушева, 1949, стр. 101–102
4	р. Ай у г. Златоуста (девон)	9,1–9,25; 13,7–13,8; 25,8–25,9	0,1–0,15	Незаполненные	Имеется	Ф. Ш. Булатов
5	р. М. Кизил (нижний карбон)	до 70	Нет данных	«	Имеется	К. И. Маков
6	р. Губашка	20	«	«	Имеется	А. А. Васильев и П. С. Шейн, 1932
7	р. Кипучая Криница (Донбасс)	более 50	«	«	«	Н. Д. Краснопецев 1934
8	р. Келасури (Абхазия)	68 под рекой	Пещера	«	«	Л. И. Маруашвили, 1959
9	р. Теннесси и др. (США)	Ниже речного дна, средн. 3–25, макс. 5–68	Среднее 0,0–3,44, макс. 0,24–20	Заполнены и не заполнены	Имеется и отсутств.	А. Ф. Якушова, 1949, стр. 103
10	Кастильон де ла Плана, Испания (мел)	Не известны	Нет данных	«	«	М. Люжон, 1936, стр. 14
11	Монте Хаке, Андалузия (юра)	«	«	«	«	Там же, стр. 15
12	Камараза, Испания (ср. юра)	«	«	«	«	«
13	р. Эро, Франция (юра)	«	«	«	«	«
14	Домодоссоло, мрамор	Не известны	Нет данных	Заполнены и не заполнены	Имеется и отсутств.	М. Люжон, 1936, стр. 15
II. Гипсовый карст кунгурских отложений						
15	р. Уфа, район г. Уфы	Ниже уреза воды 41–42	1,73	Не заполнены	Нет данных	К. И. Маков
		45–50	3,86	«	«	
		42–43	0,4	«	«	
16	с. Богородское	Ниже базиса эрозии в данном сечении	Нет данных	Не заполнены	Имеется	З. А. Макеев, 1947
17	р. Белая, с. Охлебинино	Свыше 30	«	«	Пустоты водоносн.	К. И. Маков
18	р. Чусовая, р-н устья	Ниже уреза воды 13–32	7,65. площ. 50 м. кв.	«	Имеется	Г. А. Максимович
		«	5. площ. 65 кв. м.	Заполнен.	Нет	Г. А. Максимович
		23–38	площ. 84 кв. м.	Не заполнен.	Имеется	Г. А. Максимович
		«	100 м <sup>2</sup>	Заполнен	Нет	Г. А. Максимович
19	р. Сылта у Кунгурской пещеры	17–21	–	Не заполнен.	Имеется	И. М. Переслегин, А. А. Смирнов, 1958
20	р. Сылта	Ниже уреза воды 13–14, кровля гипса	0,7	Не заполнен.	Напорная вода	Г. А. Максимович
		16–16,6 и 20,5–21,5	0,6 и 1	Заполнен	Нет	
		23,2–24,4	1,4–1,9	Не запл.	Поглощение воды	
		19,3–25,4	5,7	Заполнен	Водонасыщенный песок	

Когда это было признано, то сопоставление с исчезающими реками привело к мысли, что наличие подруслового потока в карстовых областях представляет весьма распространенное явление. Наблюдение над исчезновением поверхностного течения у маловодных рек показало, что этот процесс зачастую происходит регрессивно (Сухая речка – Кунгурский район, р. Опаленная – Кизеловский район Пермской области и т. д.). Вначале поверхностное течение переходит в подземное у устья, а затем оно постепенно распространяется к среднему течению и, наконец, далее вверх.

З. А. Макеев (1947, 1948) в речных долинах карстовых областей ниже зоны поперечного подземного стока, ограниченной базисом карста, выделил продольный сток вниз по реке, производящий карстообразующую работу.

Следовательно, в речной долине, в русле и под ним могут иметь место следующие комбинации «этажей» стока (таблица 2).

Наличие подруслового потока, подтвержденного приведенными в таблице 1 примерами, объясняет: 1) отсутствие поверхностного стока в долинах временных потоков, стекающих в магистральную реку и не имеющих источников у устья, 2) образование карстовых воронок на пойме, 3) наличие участков реки с отсутствием поверхностного течения (исчезающие реки). При этом первые два явления связаны с гидродинамическими зонами, развитыми в направлении, перпендикулярном магистральной реке (поперечный сток – З. А. Макеев, 1947). Третье явление связано с гидродинамической зоной, развитой по направлению течения реки (продольный сток – З. А. Макеев, 1947, 1948).

Подрусловой поток в настоящее время представляет несомненно существующую категорию. Его образование, в зависимости от местных условий, может происходить двумя путями. Первый путь – это образование подруслового потока в карстующихся породах непосредственно под аллювием русла. В реках существуют не только поверхностный сток, но и сток в русловом аллювии. При наличии под аллювием карстующихся пород вода проникает в трещины и расширяет их растворением, вследствие чего образуются подстилающие карстовые пустоты разнообразной формы непосредственно под аллювием. Это развитые в вертикальном направлении щелеобразные пустоты или различные каналы. Карстовые воды в пустотах этого рода могут быть как без напора, так и напорные. Продольный сток в подстилающих карстовых пустотах, как и в реке, обусловлен тем, что русло реки в устьевой части находится на более низких отметках, чем в любой точке нижнего, среднего и верхнего течений. Такого рода пустоты с потоком были обнаружены бурением на р. Сылве.

Однако, кроме сравнительно редких подстилающих карстовых пустот, имеются и более глубокие каналы подруслового потока, находящиеся на глубине 20–35 и до 50 м под дном реки. Данные о них приведены в таблице 1. Это типичные подрусловые потоки. Механизм их образования объясняется экспериментом, приведенным Рене д'Андримонов (М. А. Великанов, 1948). Марганцовокислый калий давал на стекле ниже дрены мазки в виде вогнутых вверх кривых. Математическая теория по этому вопросу еще не разработана. Р. Роудс и М. Н. Синакори (1941), показав подрусловое движение воды ниже дна реки, обосновали только образование горизонтальных пещер на уровне речной воды.

Таким образом, в районах, где карстующиеся породы развиты значительно ниже русла реки, могут быть три основных пути разгрузки карстовых вод в поперечной зоне сифонной циркуляции: 1) в русловой аллювий, 2) в подрусловые подстилающие пустоты, 3) в подрусловые пустоты, находящиеся на глубине 20–30, а иногда и более метров под рекой. Скорость движения здесь зависит от проницаемости пород и пропорциональна пьезометрической разности высот, деленной на длину пути.

Первый путь возможен и для грунтовых вод в некарстующихся породах. В карстующихся породах наблюдается весьма медленное движение вод, так как они фильтруются в сравнительно слабо проницаемые породы руслового аллювия. Ф. П. Саваренский (1935) указывает для песков скорость 0,05 м/сутки.

Второй путь разгрузки карстовых вод в подрусловые подстилающие пустоты может характеризоваться значительно большими скоростями порядка 0,5–1 м/сутки.

Благодаря этому, трещины в карстующихся породах, по которым протекают воды в подрусловые подстилающие пустоты, расширяются быстрее, чем те трещины, по которым проходят воды, питающие русловую аллювий. Карстовые пустоты появляются и ниже аллювия под руслом реки. Однако подстилающие карстовые пустоты не очень долговечны. В них проваливается русловую аллювий и они довольно быстро заполняются. Заполнение их происходит и за счет пластического материала, приносимого карстовыми водами из воронок на водоразделах, а также нерастворимого остатка карстующихся пород.

Как это ни парадоксально, но в наиболее благоприятных условиях для карстования находятся подрусловые каналы, отделенные от руслового аллювия некоторой толщей карстующихся пород. Здесь уже нет условий для заполнения их обрушивающимся русловым аллювием. От водораздельного пространства по трещинам и каналам на значительной глубине стекают карстовые воды.

Геофизические исследования, проведенные на р. Чусовой, показали, что под руслом в гипсах карстовые воды движутся в трещинах и пустотах со скоростью 0,55–0,7 м/сутки. При этом первая цифра была установлена на глубине 38 м, а вторая – на глубине 26 м. Нет сомнения, что помимо этих скоростей, установленных в летнее время, когда осадки не пополняли карстовые воды, в крупных пустотах в весеннее время возможны и большие скорости движения подрусловых карстовых вод. О наличии больших скоростей в подрусловых потоках свидетельствует и гипсовая хорошо окатанная галька, обнаруженная в карстовых пустотах под р. Чусовой. Она образовалась путем окатывания обломков гипса, обрушившихся из свода и стенок этих пустот.

Подрусловые карстовые пустоты не только растут и расширяются, но и уничтожаются заполнением их обломочным материалом. Из карстовых воронок на водоразделе и речных террасах через поноры и горизонтальные каналы в подрусловой поток поступают глинистые, алевролитовые и песчаные частицы, а также гравий и галечник. На р. Чусовой в подрусловых пустотах, кроме гипсовой гальки, были найдены гальки уральских пород, песок и гравий, которые попали с водораздела указанным выше путем. Этот пластический материал со временем заполняет действующие карстовые пустоты.

**«Этажи» стока русел речных долин**  
(по Г. А. Максимовичу, 1957)

«Этажи»	Реки некарстовых районов			Реки карстовых районов	
	на участках без аллювия в русле	с аллювием в русле	в засушл. обл. в маловодн. периоды на уч., где отсут. поверхн. течение	многоводные с подрусовыми потоками	на участ., где поверхн. течение исчезло и имеется только подземное
1	2			3	
Поверхн. течение в русле	Имеется	Имеется	Отсутст.	Имеется	Отсутствует
Течение в русловом аллювии	Отсутств.	Имеется	Имеется	Имеется	Отсутствует или имеется
Подрусовое течение в карст. породах	»	Отсутст.	Отсутст.	Имеется	Имеется

**Гидродинамические зоны карстовых массивов при наличии долин магистральных транзитных рек (или на берегах морей)**  
(по Г. А. Максимовичу, 1956)

Характер подземного стока	Гидродинамические зоны	Напор	Водный режим
			4
1	2	3	4
Поперечный сток от водоразделов к магистральным речным артериям или морям	I. Зона поверхностной циркуляции	Отсутст.	Сток в карстовые понижения и речные долины после выпадения осадков и при таянии снега.
	II. Зона вертикальной нисходящей циркуляции (аэрации)	Отсутст.	Нисходящее вертикальное движение. Периодическое увлажнение.
	II а. Подзона подвешенных водотоков на местных водоупорах или менее карстующихся породах	Отсутст.	Горизонтальное движение. Циркуляция после дождей и таяния снегов. Реже постоянная.
	III. Зона колебания уровня вод с чередованием вертикальной и горизонтальной циркуляции (переходная)	Отсутст.	Периодическая смена вертикального движения при низком уровне карстовых вод, на горизонтальное – при высоком.
	IV. Зона горизонтальной циркуляции	Отсутст.	Постоянное горизонтальное нисходящее движение.
Продольный сток в подрусовых пустотах под магистральными артериями	V. Зона сифонной циркуляции	Имеется	Постоянное движение по обособленным каналам. На водоразделе – нисходящее, а в зоне дрены – восходящее.
	VI. Зона подрусовой циркуляции магистральных рек	Имеется	Постоянное движение от более высоких точек к более низким по слабонаклонным пустотам.
Глубинный сток ниже речных долин и подрусовых пустот	VII. Зона глубинной циркуляции	Имеется	Постоянное весьма медленное движение карстовых вод по структурам в направлении базисов разгрузки континентов, морей и океанов.

Количество воды, поступающей в них, постепенно уменьшается, и рост пустот прекращается. Так образуются заполненные карстовые пустоты. В гипсовом карсте вследствие пересыщения раствора начинают выпадать кристаллический гипс и селенит. Заполненные подрусовые карстовые пустоты обнаружены на реках Сылве, Чусовой и др.

По мере заполнения подрусовых карстовых пустот, в зависимости от местных геологических и других условий, подрусовой поток либо исчезает, либо перемещается на другой участок поперечного профиля в новые пустоты, образовавшиеся за счет выщелачивания. Так как подземный поток перемещается в горизонтальном направлении медленнее, чем меандрирующая река, то он может быть не только под руслом реки, но и под поймой и ее террасами. При сооружении плотин значительная часть аварий произошла именно благодаря тому, что воды водохранилища, устремившись в заполненные подрусовые карстовые пустоты, вымывали обломочный материал, и водохранилище либо оставалось сухим, либо происходило разрушение плотин (А. Ф. Якушова, 1948, 1949).

Подрусовой поток наблюдается не по всему протяжению рек. В местах, где (за счет фациальных изменений, строения или разрывных нарушений) карстующиеся породы под руслом замещаются некарстующимися, подрусовой поток выходит в реке или вблизи ее русла в виде восходящего источника. Этим обусловлены карстовые источники на рр. Столбовке, Моховатке (левые притоки р. Усьвы в Кизеловском бассейне), Кипучая Криница в Донбассе и многие другие. Выход в руслах при большом расходе реки и малом в подрусовом потоке может остаться и незаметным. Зимой над местом выхода более теплых подрусовых вод лед не образуется.

VII. Зона глубинной циркуляции (рис. 1, VII), ниже речных долин и подрусовых пустот характеризуется движением карстовых вод по структурам в направлении базисов разгрузки континентов, морей и океанов. Движение это обычно происходит весьма медленно и зависит от разности отметок области питания и области разгрузки, проницаемости и других факторов. Как минимум, скорость его 1,5–2 км в миллионлетие (Г. А. Максимович, 1954, 1955).

Гидродинамические зоны карстовых областей с наличием долин магистральных транзитных рек приведены в таблице 3 на стр. 18–19.

Имеется еще одна разность подземных вод, которая в карстоведении ранее недостаточно учитывалась. В горных складчатых сооружениях с современным или недавним вулканизмом карстовые явления могут быть вызваны также выщелачиванием пород восходящими глубинными термальными, углекислыми и другими

водами, поступающими главным образом по разломам. В качестве примера можно привести образование пустоты, вскрытой при провале в г. Пятигорске. Находящееся на дне провала озеро и сейчас имеет связь с минеральными водами. Бахарденская пещера (Копет-Даг) с подземным озером Коу образована действием восходящих сернистых вод по разлому (Н. А. Гвоздецкий, 1954). В результате действия гидротермальных растворов в зоне тектонического разлома возникли пещеры в верхнесилурийских известняках в верховьях р. Магиан, левого притока Зеравшана (Я. А. Левен, 1940; Н. А. Гвоздецкий, 1954).

Збрашовская арагонитовая пещера в Чехословакии в районе Границкого карста на берегу р. Бечвы образована как холодными карстовыми, так и теплыми углекислыми минеральными водами. От главных ходов пещеры, которые близки к горизонтальным, отделяются вверх трубообразные ходы типа слепых понор или органных труб. Снизу, достигая уровня р. Бечвы, идут косые мешкообразные каналы. Трещины, наблюдающиеся в карстующемся массиве и уходящие далеко вглубь, местами пересекают ходы пещеры. По ним поднимаются теплые пары и углекислые минеральные воды, которые расширили эти трещины. В мешковидных ходах и глубоких коридорах имеются 8 газированных подземных озер, глубиной до 15 м. Уровень воды в этих озерах изменяется в зависимости от барометрического давления. Температура воды на дне озер достигает 20–24° С при температуре воздуха 18°. Благодаря выделению из воды содержание  $\text{CO}_2$  в воздухе достигает 36 %.

В местах, где прекратилось поступление глубинных вод, наблюдаются арагонитовые сталагмитообразные «гейзеровые капельники», при отложении которых, в отличие от обычных сталагмитов, воды поступают не сверху, а снизу. Таким образом, это скорее своеобразные перевернутые сталактиты, представляющие собой конусы диаметром до 16 м и высотой 0,1–2 м, с каналом внутри и кратером. Иногда по бокам и на дне кратеров развиваются «паразитические» конусы меньшего размера. Так появляется гейзерный сталагмит новой генерации. В одном случае, в так называемой «Пещере смерти», которая заполнена углекислым газом, на дне углекислого озера находятся «гейзеровые капельники».

Изучение родниковых валов или кратеров на месте источников, уже прекративших существование, показало, что из воды происходит выпадение минералов со следующей последовательностью: лимонит, вад, арагонит и силикокарбонат.

Глубинные, термальные и другие воды играют сравнительно небольшую роль в современном карстообразовании, но за длительную геологическую историю нашей планеты их приходится учитывать. Глубинные растворы обуславливают скопление в карстовых пустотах различных полезных ископаемых.

В последнее время выяснилась роль верхнетриасовых кавернозных известняков и трещиноватых ангидритов, как коллекторов Тосканских бороносных паро-гидросольфатермальных месторождений в Италии. Выделяющийся здесь на глубине 200–300 м пар и паро-жидкие струи с максимальной температурой в 158–240° и давлением до 6 атм. двигаются со скоростью от 175 до 470 м/сек. Горячий пар находится в смеси с углекислым газом и сероводородом. Горячая вода, находящаяся в перегретом состоянии, называется паро-жидкой (В. И. Влодавец, 1955). Она, вероятно, расширяет трещинно-карстовые коллекторы выщелачиванием.

Своеобразна и мало изучена циркуляция вод в рудном карсте. Сульфидные залежи, попавшие в обстановку выветривания, окисляются. Просачивающиеся с поверхности дождевые и талые воды, обогащенные серной кислотой, интенсивно закарстовывают известняки, которые вмещают руды. Образуется рудный карст, который иногда характеризуется весьма большими масштабами. Так, в районе Кара-Тау, Таласского Ала-Тау и Карамазара наблюдаются пещеры, имеющие объем, достигающий десятков тысяч  $\text{м}^3$  (В. М. Крейтер, 1940). Рудный карст известен и в США в штатах Миссури, Канзас и Оклахома, в районе Джоплин – месторождения свинца и цинка (В. Линдгрэн, 1934). Часто мы имеем дело со следами древнего третичного и даже палеозойского рудного карста, и речь может идти о зонах циркуляции далекого прошлого.

### Формирование карстовых вод

Подземные воды карстовых районов характеризуются рядом специфических особенностей. В отличие от вод поровых коллекторов, в голом карсте они пополняются не инфильтрацией, а инфлюацией. Водопоглощающий аппарат – трещины, поноры, воронки, карстовые колодцы и шахты, сравнительно быстро отводят значительные массы атмосферных осадков и талых снеговых вод, стекающих на Карстовых плато и яйлах к очагам инфлюации. Чем больше водосборная площадь каждого такого очага, тем большие объемы воды он стягивает.

Изучение формирования карстовых вод начато давно. Один из способов – это определение количества воды, поглощаемой понорами, воронками. Н. Ф. Погребов (1913) для силурийского плато в Ленинградском карстовом районе указывал, что только одна карстовая воронка близ метеорологической станции Власово весной 1906 г. во время снеготаяния поглощала воды до 2500  $\text{м}^3$ /сутки. По наблюдениям А. С. Козьменко в 1909 г. 12 июня во время ливня, продолжавшегося полчаса, в истоках р. Каменки (водосбор Красивой мечи) с площади 200 га восемью карстовыми воронками было поглощено 26100  $\text{м}^3$  воды (А. Н. Семихатов, 1954).

В Пермской области в 1953–1954 гг. в Кунгурско-Иренском и южной части Кишертско-Суксунского карстовых районах велись систематические наблюдения на 9 типичных опытных участках. Через каждые три дня в воронках фиксировалось состояние снегового покрова, а позже – колебания уровня талой воды. Для наиболее характерных воронок были построены графики колебания уровня воды.

В одной группе воронок снег исчезал без появления воды, которая по мере таяния его поглощалась открытыми понорами или находящимися ниже пещерами (Шарташская пещера). В других воронках на междуречье Сылвы – Бабки – Ирени это же явление было связано с инфильтрацией в галечно-гравийный слой, залегающий в нижней части четвертичного комплекса. Во второй группе воронок с заиленными понорами

наблюдалось постепенное убывание талых снеговых вод за счет испарения и инфильтрации через отложения дна в поноры.

Второй способ определения поглощения в карстовых районах – это изучение притоков в пещерах. В Кунгурской ледяной пещере такие наблюдения проводились в 1935 году.

Номер грота	Дата	Приток за 5 мин. в см <sup>3</sup>	Приток в сутки
52	14,7	744	} 0,215 м <sup>3</sup>
52	15,7	745	
52	16,7	743	
7	10,7	–	172 см <sup>3</sup>
58	9,8	–	410 см <sup>3</sup>
58	16,8	–	442 см <sup>3</sup>

Это притоки струйками. Кроме того, во многих гротах вода капает со стен или потолка. В сумме, учитывая значительную площадь, занятую пещерой с находящимися над ней воронками, получаются довольно значительные притоки. Такие наблюдения следовало бы поставить и в других пещерах.

Кроме инфлюации атмосферных осадков и талых снеговых вод в питании карстовых вод некоторую роль играют поверхностные воды исчезающих рек и озер.

Некоторое количество подземных вод карста образуется за счет конденсации. На южном берегу Крыма давно ощущается недостаток воды. Еще в средневековье делались попытки использовать для водоснабжения конденсационные воды. П. М. Васильевский и П. И. Желтов (1932) в результате работ 1927 г. определили для северной части плато Чатыр-Даг площадью 28,4 км<sup>2</sup> объем конденсационной воды – 6 млн м<sup>3</sup> в год, что дает 210 мм или расход 190 л/сек. Осадки на Чатыр-Даге составляют 1200 мм в год. Получается, что конденсация равна 17,5 % осадков. Это явно сильно преувеличено.

Т. И. Устинова (1956) указывает, что на основании произведенных работ величина конденсации в Крыму определялась в 1,8–7 мм/год. Она изучала конденсацию при помощи самопишущих приборов, наблюдая за ходом температуры и влажности в трех пещерах в течение года, а в двух других – в течение летнего периода. Подсчет количества конденсирующейся влаги производился путем сравнения с насыщенным влагой воздухом и расчетом количества влаги по упругости пара. Зная объем пещер и скорость прохождения воздуха, вычислялось количество воды, конденсирующееся из 1 м<sup>3</sup> воздуха пещеры, и определялось количество влаги, конденсирующееся в каждой пещере в год.

В результате произведенных работ было установлено, что конденсация в пещерах продолжается с мая по сентябрь, причем в мае и сентябре она незначительна, а в три летних месяца наибольшая.

Для горизонтальной проекции площади разных пещер конденсация составляла от 4 до 56 мм в год.

Подсчет теоретически возможной конденсации для яйл восточной части Крыма, при объеме известняков 258 км<sup>3</sup> и объеме пустот и трещин 1,032 км<sup>3</sup>, показал 3,6 мм/год, что равно источнику с дебитом 13,7 л/сек.

Т. И. Устинова подсчитала объем карстовых пустот, исходя из длительности континентального периода развития яйл, равной 10 млн. лет (по И. Ефимову) и 5 млн. лет (по Н. И. Николаеву). Если условия конденсации будут такими же, как в исследованных пяти пещерах, то она составит соответственно 66 и 33 мм, что эквивалентно карстовому источнику с дебитом 250 и 125 л/сек. Эти подсчеты, основанные на экспериментальных данных, показывают, как преувеличен был подсчет П. В. Васильевского и П. И. Желтова для Чатыр-Дага (северная часть плато). Вместе с тем, они также указывают, что нельзя пренебрегать питанием карстовых вод за счет конденсации. При 1200 мм осадков в год и конденсации 33–66 мм последняя составляет от 2,75 до 5,5 %.

Б. Пьер и Г. Роке (1959) для массива Гар в Нижних Пиренеях приводят два основных источника питания подземных карстовых вод – таяние фирна и конденсация паров воды из воздуха. Они почему-то считают конденсационные воды бедными углекислотой.

На некоторых островах наблюдается поглощение морских вод понорами. Е. А. Мартель (1908, стр. 116) описывает морскую мельницу около Аргостолиона на острове Кефаллиния (Ионические острова). Морская вода постоянно течет по каналу на остров и поглощается четырьмя понорами. В 1835 или в 1833 гг. здесь была построена первая водяная мельница, использующая энергию потока, а в 1859 г. – вторая. С тех пор это явление стали называть морскими мельницами. Они имеются и на других островах Адриатики и Пелопоннеса.

В обстановке русского типа карста, при наличии покрова из водопроницаемых пород, атмосферные осадки вначале инфильтруются в пески или песчаники, а затем уже происходит их инфлюация в карстовые поноры и трещины.

Карстовые воды могут питаться различными другими подземными водами. Во многих районах Пермской области и Башкирии грунтовые воды имеются только там, где они подстилаются глинами, закольматировавшими трещины в нижележащих карстующихся породах. Там, где этих глин нет или они обрушились при провале в карстовые полости, грунтовые воды стекают в карстовые.

Карстовые явления обусловлены не только водами, поступающими сверху, но и поступающими снизу (а иногда и с боков) минеральными водами. Богатые углекислотой воды с температурой 20° вызвали своеобразный карст Збрашовской арагонитовой пещеры, которую мы видели в Чехословакии. В этой пещере, находящейся в районе курорта, и сейчас подземные озера заполнены минеральной водой. В некоторых районах Венгрии также есть гидротермокарст. Бурение в районе Сочи, Мацесты и Хосты показало, что в карстовые полости по разломам

снизу поступают сероводородные хлоридно-натриевые воды. В Сочи на глубине 1,4–1,5 км вода содержит до 460 мг/л сероводорода; в Хосте – 1,8–2,1 км вода содержит его до 400 мг/л при температуре на изливе 41–46° и дебите 0,8–1,7 млн. л/сутки. В Мацесте – 1,5–2 км в трех скважинах содержание сероводорода составляет 420–450 мг/л при температуре воды на изливе 38–39° и дебите самоизлива изменяющегося от 0,5 до 5,6 млн. л/сут. (В. М. Куканов, 1958). Подобные примеры можно было бы умножить.

На Вольни по П. А. Тутковскому карстовые явления обусловлены действием восходящих артезианских вод.

Боковое питание карстовых вод трещинными возможно при чередовании толщ наклонно залегающих закарстованных известняков и трещиноватых некарстующихся пород.

В некоторых районах в карстовые пустоты спускают воды промышленных предприятий.

Выше мы показали некоторые пути и источники питания карстовых вод, являющихся только своеобразным звеном на пути миграции вод нашей планеты (Г. А. Максимович, 1955).

Попытаемся подвести краткие итоги сказанному.

Карстовые воды формируются за счет следующих источников: основных, второстепенных, местных.

Основным источником питания карстовых вод являются атмосферные осадки и конденсационные воды, а в холодных зонах земного шара – талые снеговые и фирновые воды, воды ледниковые.

К второстепенным источникам относятся поступающие в некоторые карстовые массивы поверхностные воды исчезающих рек и озер, подземные воды: грунтовые, пластовые, артезианские, трещинные и другие.

Местными источниками питания карстовых вод являются более редкие и развитые в особых условиях термальные и другие минеральные воды, морские воды морских мельниц островов карстовых районов и стоки промышленных предприятий.

Приведенный перечень источников формирования карстовых вод не является исчерпывающим. Он, несомненно, будет пополняться.

### Соотношение гидродинамических зон поровых и карстовых вод

В последние два-три десятилетия усилиями советских гидрогеологов интенсивно разрабатывается учение о гидродинамических зонах подземных вод или геогидродинамических зонах. Подземные воды познаются в движении, состав их зависит не только от вмещающих пород, но и от подвижности. Вводится понятие о гидрогеологических зонах. Под этим подразумевается не только степень подвижности, но и химический состав подземных вод. Следовательно, гидрогеологические зоны характеризуют скорости движения подземных вод и водообмен с земной поверхностью, а также их химический состав. Рассмотрим вначале гидродинамические, а затем и гидрохимические зоны подземных вод.

Б. Л. Личков (1933) указывал на две гидродинамические зоны выше и ниже поверхности эрозионного вреза, которая проходит через тальвеги речных и других долин. Ф. А. Макаренко (1937–1939), Н. К. Игнатович (1945), Г. А. Максимович (1943, 1947), В. А. Сулин (1945) и другие различали уже три гидродинамические зоны подземных вод.

В таблице 3 нами была приведена краткая характеристика наиболее распространенных гидродинамических зон карстовых полостей современного карста. Зона глубинной циркуляции более детально не была подразделена. Она включает воды не только современных, но и древних или палеокарстовых пустот. Гидродинамические зоны современного и древнего карста карбонатных отложений приведены в таблице 4. В таблице 5 дано их сопоставление с пластово-поровыми водами.

Таблица 4 показывает, что гидродинамические зоны карстовых районов обладают специфическими особенностями, которые, к сожалению, не всегда учитываются. Так, в учебнике А. М. Овчинникова (1955, стр. 225) в схеме подразделения подземных вод по условиям залегания данные о карстовых водах сводятся к следующему:

Основные типы	Подтипы
	Воды в трещиноватых горных породах (трещинные воды)
Верховодка	Воды верхнего (дренированного) этажа закарстованных массивов
Грунтовые воды	Карстовые воды массивов карбонатных пород (а также гипсов и солей*)
Артезианские воды	Воды артезианских склонов (в карбонатных толщах)

По своему положению зона II-а карстовых вод действительно соответствует верховодке. Воды в этой подзоне в большинстве районов текут только после выпадения осадков. Однако зачастую это значительные количества воды, чего нет у верховодки пластово-поровых коллекторов. Висячие водотоки встречаются в поднимающихся горных районах, где верховодки поровых коллекторов нет. На Кавказе в районе озера Рица на р. Бзыпи карстовый источник ниспадает с высоты 408 м и, будучи взят в трубы, дает на построенной напорной гидростанции 800–2000 киловатт электроэнергии (Г. А. Максимович, 1960). Ничего подобного для верховодки мы не наблюдаем.

Таблица 4

\* У А. М. Овчинникова почему-то напечатано: «а также гипсоносных и соленосных».

**Гидродинамические зоны современного и древнего карста карбонатных отложений осадочного чехла платформ**  
(по Г. А. Максимовичу, 1961)

Гидродинамические зоны	Зоны карстовых вод	Водный режим	Раскрытость, промываемость зоны	Напор	Положение относит. П. Э. В. <sup>1</sup>	Движение вод		Характеристика зоны	Основное направление гидрогеологического процесса	
						преобладающее направление	скорость, м/год <sup>2</sup>			
1	9	3	4	5	6	7	8	9	10	
И. Инфлюации (азрации)	I. Поверхностной циркуляции	Сток по поверхности в карстовые понижения	Раскрытая, интенсивно промываемая	-	Выше	Горизонтальное по наклону к понижениям	$n \cdot 10^7 - n \cdot 10^8$	Зона инфлюации выше уровня карстовых вод. Динамические ресурсы	Активное выщелачивание и перенос растворенных веществ в глубь массива	
	II. Вертикальной нисходящей циркуляции (инфлюации)	Периодическая инфлюация после дождей и при таянии снега		-		Вертикальное нисходящее				
	II а. Подзона висячих водотоков	Периодические и постоянные водотоки на локальном водоупоре		-		Горизонтальное	$n \cdot 10^4 - n \cdot 10^5$			
С. Интенсивного локального подземного стока	III. Периодического колебания уровня карстовых вод (переходная)	Периодическое увлажнение при высоком стоянии карстовых вод		-	Ниже	При низком стоянии – вертикальное, при высоком горизонтальное	$n \cdot 10^4 - n \cdot 10^5$ (0.3 м/мин)	Зона ненапорных вод с колебаниями уровня. Динамические ресурсы преобладают над статическими	Активное выщелачивание и вынос растворенных веществ в речные долины (и моря)	
	IV. Горизонтальной циркуляции	Постоянная водоносность		-		Горизонтальное				
	V. Сифонной циркуляции	Постоянные водотоки, дающие в долине восходящие источники		+		На водоразделах карстовых вод – нисходящее, в зоне дрены восходящее. В общем горизонтальное по наклону и вертикальное в местах инфлюации и разгрузки	$n \cdot 10^2 - n \cdot 10^4$			Зоны напорных вод. Динамические запасы преобладают над статическими
	VI. Подолпной (подрусловой) циркуляции магистральных рек	Постоянные водотоки под долинами, дающие восходящие источники		+			$n \cdot 10^2 - n \cdot 10^4$ (1 – 9600 м/сут.)			
Р. Интенсивного регионального подземного стока	Зоны вод палеокарстовых пустот VII. Глубинной циркуляции	Постоянный водоносный горизонт	Раскрытая, промываемая	+	Ниже	Обусловленное тектонической структурой	$n \cdot 10^0 - n \cdot 10^{-1}$		Выщелачивание и вынос растворенных веществ к региональным очагам разгрузки	
3. Замедленного (затрудненного) водообмена подземных вод	VIII. Глубинной замедленной циркуляции	Постоянный слабопроточный водоносный горизонт	Частично раскрытая, слабопромываемая	+	Ниже	Горизонтальное, обусловленное тектонической структурой	$n \cdot 10^{-1} - n \cdot 10^{-2}$	Зоны напорных глубинных вод. Статические запасы преобладают над динамическими	Медленное выщелачивание и метаморфизм состава вод. Замена минерализованных вод за счет инфлюации на выходах более пресных	
Г. Геологического весьма затрудненного водообмена подземных вод	IX. Древних карстовых полостей и каверн с весьма слабо подвижными рассолами	Перемещение вод постоянного водоносного горизонта в связи с плейстогенными и тектоническими движениями. Подземный сток в масштабе геологич. времени	Закрытая, засоляющаяся	+	Ниже	Горизонтальное чрезвычайно медленное	$n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-3}$ (3,5 см/год)	Зоны ничтожной подвиж. напорных вод. Обычно с огромн. статическими запасами	Метаморфизм состава вод с аккумуляцией солей	

<sup>1</sup> Поверхность эрозионного вреза. <sup>2</sup> В скобках указаны данные замеров.

**Обобщенный гидрогеохимический и гидродинамический разрезы платформ**  
(по Г. А. Максимовичу, 1961)

Геохимический разрез			Гидродинамические зоны	Пластово-поровые воды	Зоны карстовых вод	Основное направление гидрогеологического процесса
зона и процесс	Гидрогеохимические зоны	обстановка				
1	2	3	4	5	6	7
ЗОНА ГИПЕРГЕНЕЗА-КАТАГЕНЕЗА	ЭПИГИДРОГЕНЕЗА (подземного интенсивного выветривания)	окислительная	И. Инфильтрации и инфлюации (аэрации)	1. Зона пропитывания водами поверхностных образований (почв, торфяников, руслового аллювия и др.) 2. Зона просачивания (инфильтрации), конденсации 2а. Подзона верховодки	I. Поверхностной циркуляции II. Вертикальной нисходящей циркуляции IIIа. Подзона висячих водотоков	Активное подземное выветривание за счет окисления, выщелачивания и переноса растворенных веществ вглубь
			С. Интенсивного локального подземного стока	3. Зона периодического колебания уровня грунтовых и пластовых ненапорных вод 4. Грунтовые воды 5. Пластовые ненапорные воды 6. Пластовые напорные эпигенетические воды	III. Периодического колебания уровня карстовых вод (переходная) IV. Горизонтальной циркуляции V. Сифонной циркуляции VI. Поддолинной (подрусловой) циркуляции магистральных рек	
	ГИДРОГЕНЕЗА (выщелачивания)	восстановительная	Р. Интенсивного регионального подземного стока	7. Пластовые напорные эпигенетические воды	<b>ЗОНЫ ВОД ПАЛЕОКАРСТОВЫХ ПУСТОТ</b> VII. Глубинной циркуляции	Сравнительно интенсивное выщелачивание с выносом растворенных веществ к региональным очагам разгрузки
			З. Замедленного (затрудненного) водообмена подземных вод	8. Пластовые напорные эпигенетические воды, замещающие и почти полностью заместившие сингенетические (иловые) или седиментационные	VIII. Глубинной замедленной циркуляции	Замедленное выщелачивание с выносом растворенных веществ к региональным очагам разгрузки
			Г. Геологического весьма затрудненного водообмена подземных вод	9. Пластовые напорные сингенетические и палеоэпигенетические	IX. Древних карстовых полостей и каверн с весьма слабо подвижными рассолами	Засоление и метаморфизм) вод
ГИДРОГАЛОГЕНЕЗА (засоления)						

Относить ненапорные карстовые воды к грунтовым вряд ли целесообразно. В основном это воды горизонтальной циркуляции, а она в разных районах выражена по-разному. В этой зоне наблюдаются регионально развитые ненапорные воды, которые А. В. Королев предложил назвать рассеянными (Н. И. Плотников, 1957), и отдельные обособленные водотоки, а по А. В. Королеву – локальный или сосредоточенный карст.

На платформах в палеозойских карбонатных породах палеозойского чехла, карстование которых началось еще в конце палеозоя или в мезозое, на некоторой глубине, при наличии соответствующих условий, может образоваться система более или менее регионально развитых сообщающихся пустот. В этом случае бурение на карстовые воды почти всегда дает положительный результат. Однако и здесь, поскольку мы имеем дело с растворимыми в воде горными породами, под землей часто происходит слияние вод в мощные карстовые потоки. На поверхность они выходят в виде исполинских источников, имеющих дебит сотни литров и до 40–50 м<sup>3</sup> в секунду.

Это происходит потому, что циркулирующая по трещинам вода, стекающая к окраине карстового массива, растворяя породы, образует подземные каналы. Канал, образованный из трещины, направленной нормально к массиву, будет кратчайшим путем. Более быстрое движение воды сопровождается не только растворением, но и размыванием пола канала. Канал, тальвег которого расположен более низко, постепенно будет перехватывать

поды перпендикулярных и других более высоко расположенных трещин. Увеличение массы воды в основном канале будет сопровождаться его дальнейшим ростом и углублением. Так со временем, подобно рекам на поверхности, бассейн подземного питания канала растет, и в конце концов образуется мощный карстовый источник, водосборный бассейн которого составляет значительную часть, а иногда, при одностороннем стоке, занимает всю площадь карстового массива. Создаются такие мощные карстовые источники, как Рас-Эль-Аин в Турции, среднегодовой расход которого составляет 40 м<sup>3</sup>/сек.

В горных районах, имеющих тенденцию к поднятию, особенно в альпийской складчатой зоне, мезозойские и третичные карбонатные породы карстуются еще сравнительно короткое время. Поднятие страны приводит к тому, что начавшееся в период замедления или опускания формирование водоносного горизонта прерывается новым поднятием. Результатом являются этажи горизонтальных карстовых полостей, большая мощность зоны вертикальной нисходящей циркуляции, обособленные водотоки.

### Основные типы гидродинамических профилей областей карста карбонатных и сульфатных отложений

В зависимости от мощности и площади карстующегося массива, однородности слагающих его пород, наличия или отсутствия некарстующихся пластов, движений земной коры, расчлененности или нерасчлененности массива транзитными магистральными реками, элементов залегания карстующихся пород, геоморфологических, климатических и ряда других факторов наблюдается различное количество гидродинамических зон карстовых вод, изменяется их характер и распределение. Из перечисленных факторов наиболее важными являются мощность, пространственное распространение карстующейся толщи, геотектонические и геоморфологические условия, степень расчлененности рельефа и, в частности, наличие или отсутствие речных долин, эпейрогенические движения и их направление, положение карстовой области относительно морского берега, климатические условия со временные и недавнего прошлого и некоторые другие.

Многообразие обстановок земной коры и соотношение перечисленных ранее факторов обуславливает не только разное количество зон циркуляции, но и различные их комбинации. Приведем некоторые основные типы гидродинамических профилей карстовых областей. Зона поверхностной циркуляции, а также переходная зона, находящаяся над зоной горизонтальной циркуляции, особо не рассматриваются, но подразумеваются.

**Тип 1.** Имеется только одна зона вертикальной нисходящей циркуляции карстовых вод. Этот тип наблюдается в карстующихся массивах, подстилаемых водопроницаемыми некарстующимися породами. Подошва известняков находится выше уровня подземных вод района. А. А. Крубер (1913, стр. 55) указывает, что для средиземноморского типа карста крымских яйл там, где известняки подстилаются конгломератами и песчаниками, лежащими на водоупорных сланцах, имеется только, одна зона вертикальной циркуляции карстовых вод (рис. 2, 1А). Из базальных песчаников вытекают источник Аян – исток р. Салгира, р. Альма, а из базальных конгломератов – р. Тунас.

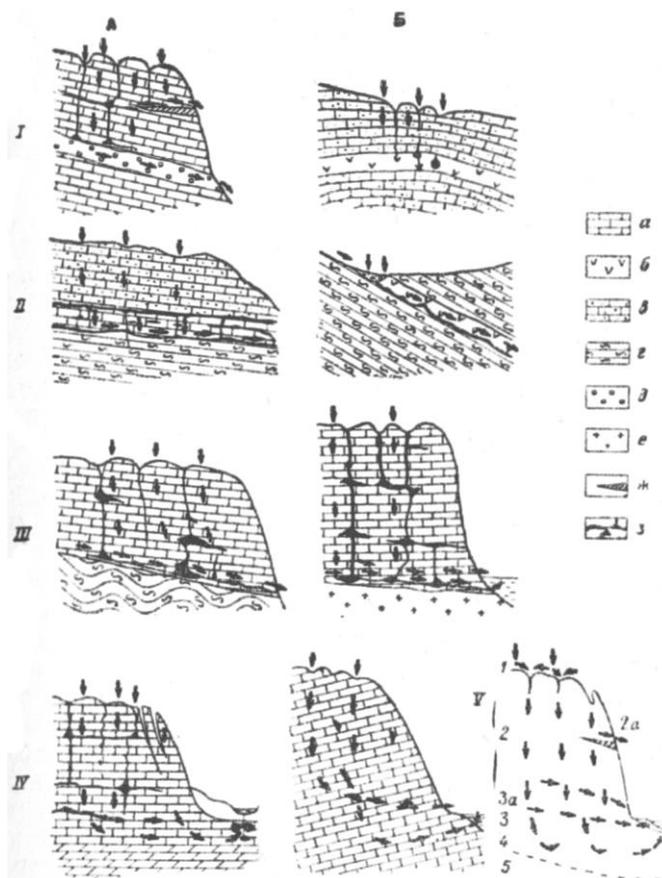


Рис. 2. Типы гидродинамических профилей карстовых областей (Г. А. Максимович, 1957).

I – Имеется только одна зона вертикальной (нисходящей) циркуляции. А – Подстилающие породы водоупорные; Б – Карстующиеся гипсы находятся в свите водопроницаемых пород. II – Имеется только одна зона горизонтальной циркуляции. А – Карстуются карбонатные породы; Б – Карстуются гипсы и ангидриты. III – Имеются зоны вертикальной (нисходящей) и горизонтальной циркуляции. А – Разгрузка на суше; Б – Разгрузка на берегу и на дне моря. IV – Имеются зоны вертикальной (нисходящей), горизонтальной и сифонной циркуляции. А – В речной долине карстовые воды разгружаются в подруслонные пустоты; Б – На берегу моря карстовые воды разгружаются в виде субмаринных и субаэральных источников. V – Полный гидродинамический профиль с зонами циркуляции: 1 – поверхностной, 2 – вертикальной (нисходящей), 2а – подвешенные воды на местном водоупоре; 3а – переходной; 3 – горизонтальной, 4 – сифонной, 5 – глубинной. Условные обозначения: 1 – карбонатные породы, 2 – сульфатные породы (гипс и ангидриты), 3 – песчаники, 4 – глины, 5 – галечники и конгломераты, 6 – изверженные породы, 7 – местный водоупор, 8 – карстовые пустоты.

Второй вариант этого типа гидродинамического разреза имеет место для русского типа карста, когда карстующиеся, почти горизонтальные породы, залегают среди водопроницаемых толщ. Вода, просачивающаяся через верхнюю толщу песчаников или конгломератов, падает в карстующиеся породы и, растворяя их, по трещинам проникает далее вглубь в подстилающие некарстующиеся водопроницаемые породы. Чаще всего этот вариант имеет место для карста гипса. Он возможен и при наличии маломощной толщи растворимых карбонатных пород, но это менее вероятно (рис. 2, 1 Б).

Подобные условия наблюдаются в Предуральском прогибе в Пермской области, где в Соликамской депрессии пласт трещиноватого гипса мощностью 20 м залегает в кунгурских песчаниках. Растворение гипса обуславливает развитие провалных явлений.

**Тип. II.** Наблюдается только одна зона горизонтальной циркуляции карстовых вод. При небольшой мощности некарстующейся толщи, заключенной в водонепроницаемых некарстующихся отложениях, возможна только горизонтальная циркуляция карстовых вод (рис. 2, II Б). Примеры такого примитивного гидродинамического профиля, который свойственен только русскому типу карста, известны также в Предуральском прогибе. Еще В. А. Варсанюфьева (1916) приводила их для западного крыла его в области развития кунгурских гипсов, заключенных в водонепроницаемой толще. Попавшая в месте выходов гипса вода перемещается по трещинам, выщелачивает сульфатную толщу и стекает в направлении наклона пластов. В результате образования больших пустот своды над ними обрушиваются и карст гипса получает питание поверхностными водами через провалы. Однако, и в этом случае циркуляция в карстующейся толще сохраняет примерно горизонтальное направление.

Возможен и другой вариант этого типа гидродинамического профиля, когда покрывающая некарстующаяся толща является водопроницаемой (рис. 2, II А). Он установлен в Эмилианских Апеннинах в районе г. Фумайоло, в истоках Тибра в Италии, где на глинистых сланцах залегают известняки, перекрытые песчаниками.

**Тип III.** Имеются зоны вертикальной нисходящей и горизонтальной циркуляции. Этот тип широко развит в известняках и доломитах, гипсах и ангидритах, а также в толщах мела. Он имеет место при сравнительно малой мощности карстующейся толщи, которая подстилается водонепроницаемыми некарстующимися породами. Последние являются препятствием для развития зоны сифонной циркуляции (рис. 2, III А). Этот тип гидродинамического разреза развит в весьма разнообразных геоморфологических и геотектонических обстановках. Примером горных районов могут служить Крым и Средний Атлас в Марокко.

В Крыму там, где карстующиеся юрские известняки подстилаются водоупорными сланцами, в нижней части карбонатной толщи развивается зона горизонтальной циркуляции (А. А. Крубер, 1913).

В Северной Африке Средний Атлас представляет карстовые плато, сложенные нижнеюрскими известняками, высота которых достигает более 1200 м. Поглощенные трещинами, понорами, карстовыми воронками и шахами атмосферные осадки вначале перемещаются почти вертикально, а затем, дойдя до некарстующихся пород, стекают горизонтально. У северного края известнякового плато вытекают источники Сефру, Мекнес, Эль-Хажеба воклюзского типа, а среди массива Азру сорок источников Ум-эр-Рбия воклюзского типа с дебитом до 1000–1500 л/сек. Самая длинная из марокканских рек Ум-эр-Рбия, благодаря карстовому питанию, имеет расход не менее 30–40 м<sup>3</sup>/сек, а в половодье до 1000 м<sup>3</sup>/сек (О. Бернар, 1949, стр. 131, 155).

Аналогичные условия известны для многих других карстовых плато. Например, в восточной Италии вблизи берега Адриатического моря находится безводное карстовое плато Горгано площадью около 1000 км<sup>2</sup>, сложенное меловыми и в меньшей степени юрскими известняками и доломитами. Это третичная поверхность выравнивания, высотой 800–900 м, которая в недавнее время была куполовидно приподнята и окаймлена ступенями ограниченными сбросами, с высотами 100–150 и 50 м. Поглощенные на плато воды, пройдя через зоны вертикальной и горизонтальной циркуляции, вытекают внизу склонов обильными карстовыми источниками (Б. Ф. Добрынин 1948, стр. 146). Подобная обстановка, по-видимому, имеет место и для карстового плато Мурдже, высотой 400–500 м, сложенного массивными, частью доломитизированными верхнемеловыми известняками.

Примером прибрежной карстовой равнины можем служить находящаяся на юге Австралии и окаймляющая Большой Австралийский залив равнина Налларбор (бездревесная). Она сложена почти горизонтально залегающими третичными в разной степени кавернозными известняками юкла, характеризующимися однообразным литологическим составом. Мощность их изменяется от 147 до 275 м. Подстилают их песчаники, сланцы и глауконитовые известняки мелового возраста, которые залегают на кристаллическом докембрийском основании (рис. 2, III Б). Равнина представляет плоское плато, обрывающееся к морю уступом, высотой 100–150 м. Далее в глубь страны плато постепенно повышается до 400–450 м, образуя плоскую немного наклонную равнину. Поглощенные атмосферные осадки, пройдя зону вертикальной циркуляции в третичных

известняках на границе с водоупором или в подстилающих меловых песчаниках стекают горизонтально к морю. Здесь, в основании обнажения известняков по берегу моря, выходят многочисленные источники. В таких местах от потоков восходящей пресной воды море как бы кипит (М. П. Потемкин, 1950).

**Тип IV.** Имеются зоны переходная и горизонтальной циркуляции. Это эстонский тип, Он встречен пока только в Эстонской карстовой области. Здесь глубина залегания трещинно-карстовых вод в летнее и зимнее время невелика. В большинстве карстовых районов она составляет 6–8 м и только в районе возвышенности Пандивере – 15–20 м.

На большей части территории, за исключением этой возвышенности, вследствие небольшой глубины карстовых вод и малой емкости пустот, в весеннее время, а иногда и после выпадения сильных дождей, воды поднимаются почти до поверхности. Следовательно, над зоной горизонтальной циркуляции в Эстонии развита только зона колебания уровня карстовых вод, или переходная. Зона вертикальной нисходящей циркуляции практически отсутствует. Это и представляет особенность четвертого – эстонского типа гидродинамического профиля областей карста карбонатных и сульфатных отложений. Здесь отчетливо развиты следующие гидродинамические зоны (сверху вниз): переходная, горизонтальной циркуляции, а местами, возможно, и сифонной циркуляции.

Подземные горизонтальные полости переходной зоны залегают неглубоко – всего на 2–4–6 м. По ним и стекают воды зоны колебания уровня карстовых вод в виде многочисленных родников, действующих только в весеннее время. Имеются и постоянные карстовые источники.

Новый эстонский тип гидродинамического профиля карстовых вод обусловлен местными историко-геологическими условиями. Он может образоваться только в стране, невысоко поднятой над уровнем моря, где карстовые явления возобновились или начались недавно – до 10 тысяч лет тому назад. Такие условия и имеют место в Эстонской карстовой области, недавно поднявшейся со дна моря, покрывавшего ее в четвертичное время. Геологически короткое время карстования, уничтожение ледником большей части менее прочных древних закарстованных карбонатных толщ, сравнительно небольшая высота над уровнем моря, довольно слабая карстуемость – вот основные причины появления этого эмбрионального типа гидродинамического профиля.

На возвышенности Пандивере, где доледниковые карстовые формы более развиты, уже наблюдается другой тип гидродинамического профиля. Здесь хорошо выражена зона нисходящей вертикальной циркуляции карстовых вод (Г. А. Максимович, Ю. Хейнсалю, 1959).

**Тип V.** Имеются зоны вертикальной, горизонтальной и сифонной циркуляции. Весьма распространенный тип, характерный для мощных карстующихся толщ, развитых ниже дна рек или морей. Воды зоны сифонной циркуляции при наличии магистральных артерий разгружаются в подрусовые пустоты продольного стока (рис. 2, IV A). Образованию этой зоны в некоторой степени способствуют и трещины бортового отпора по берегам рек, установленные А. Г. Лыкошиным (1953). При отсутствии долинного расчленения разгрузка карстовых вод происходит по окраинам карстующегося массива.

Если карстовая область находится на берегу моря, то воды сифонной циркуляции питают субмаринные источники (рис. 2, IV B). Подобные условия известны как для карста горных складчатых областей (района Гагры на Черном море, средиземноморских карстовых областей) так и для платформ (Флорида, Юкатан и другие).

**Тип VI.** Развиты все основные зоны. Здесь кроме зон вертикальной нисходящей, горизонтальной и сифонной циркуляции, имеется зона глубинной циркуляции (рис. 2, V). Выше этот наиболее полный гидродинамический профиль современного карста был охарактеризован в таблице 2. Отдельные зоны более подробно была также рассмотрены ранее.

Рассмотренными шестью типами, конечно, не исчерпывается все разнообразие гидродинамических профилей карстовых вод. Нами указаны только основные, которые установлены в результате изучения гидрогеологии карстовых областей. При этом в одной области может быть два и более типов профилей. Так для Крыма, по данным А. А. Крубера (1913, 1915), на участках, где известняки подстилаются конгломератами, имеется только вертикальная зона нисходящих карстовых вод, а там, где внизу лежат водоупорные таврические сланцы, две – вертикальной и горизонтальной циркуляции. И. К. Зайцев (1940), ссылаясь на В. Ф. Пчелинцева, указывает на наличие субмаринных карстовых источников вблизи южного берега Крыма, западнее Байдарских ворот. Возможно что в этом районе гидродинамический профиль осложнен зоной сифонной циркуляции.

### **Основные типы подземного стока карстовых областей**

Карстовые массивы, области и районы в пространстве имеют область питания или инфлюации, область подземного стока или циркуляции карстовых вод и область выхода карстовых вод на поверхность. При выходе на поверхность напорных карстовых вод А. М. Овчинников (1955) рекомендует говорить о разгрузке, а ненапорных – о стоке. При питании ими других подземных вод говорят о подземной разгрузке.

В пределах одного карстового массива имеются как напорные, так и ненапорные воды. Поэтому, по мнению автора, движение карстовых вод в пределах карстового массива лучше называть подземным стоком, а сток за пределы массива – разгрузкой. Разгрузка бывает поверхностная в виде надводных или подводных родников и подземная при питании некарстовых подземных вод.

Области питания по большей части совпадают с областями подземного стока.

В зависимости от геотектонических, геоморфологических условий и положения относительно морских берегов наблюдается различное размещение областей питания, направления перемещения и стока (разгрузки) карстовых вод. Намечается несколько гидрогеологических обстановок с различными типами стока карстовых

вод.

В горно-складчатых районах, где карбонатные породы находятся на периферии и образуют массивы значительной мощности, питание происходит через трещины, поноры, воронки, колодцы и шахты, расположенные на поверхностях выравнивания.

Перемещение карстовых вод по большей части одностороннее, в направлении предгорий. Зона разгрузки имеет линейный характер (рис. 3). В приморских карстовых

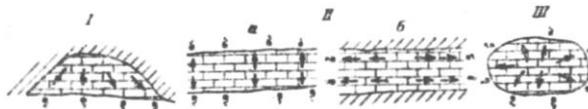


Рис. 3. Типы подземного стока карстовых областей.

I – односторонний, II – двухсторонний (а – поперечный, б – продольный), III – центробежный.

областях наблюдаются наземные и субмаринные источники. Подобные условия имеются на Кавказе в Сочинско-Гагринском карстовом районе, в Динарской карстовой области по восточному берегу Адриатического моря и во многих других.

Карстовые воды покрова платформ на берегах морей также характеризуются односторонним стоком. Это открытые бассейны карстовых вод, называемые в Австралии полубассейнами. Одним из самых больших бассейнов карстовых вод является Юкла, на берегу большого Австралийского залива, имеющий площадь около 180 т. км<sup>2</sup>. Его гидродинамические зоны были рассмотрены нами ранее (рис. 2, III Б). Подобная обстановка имеет место по восточному берегу полуострова Флорида и в других карстовых областях.

Более обычен двухсторонний поперечный сток с наличием водоразделов карстовых вод. Он наблюдается в обособленных карбонатных массивах, имеющих значительную протяженность. На платформах двухсторонний поперечный сток характерен для структур покрова, сложенных карстующимися породами (рис. 3. II а). Он установлен автором для карстовой области Уфимского вала между рр. Пренью, Сылвой и Иргиной. Д. В. Рыжиков (1954) для карстовой области Дунай-Аах в Швабской юре показал это по данным Лемана.

В узких полосах карстующихся пород, находящихся между некарстующимися, возможен двухсторонний продольный сток (рис. 3, II б). На Северном Урале для междуречья Вагран-Калья на карте гидроизогипс показана одна южная ветвь стока в сторону р. Вагран (Д. В. Рыжиков, 1954). Двухсторонний продольный сток – весьма частое явление на восточном склоне Урала, где палеозойские крутоставленные метаморфизированные известняки образуют узкие полосы среди некарстующихся пород.

В небольших карстующихся массивах как в горных районах, так и в покрове платформ, возможен центробежный сток (рис. 3, III). Зона разгрузки на периферии массива имеет в этом случае вид овала. Подобное явление приводит П. Иованович (1924) для небольшого известнякового массива в Восточной Сербии. Центробежный сток наблюдается в Крымской карстовой области для Чатыр-Дага. Н. Ф. Погребов (1913) для вод силурийских отложений восточной части Эстонско-Ленинградской карстовой провинции (Г. А. Максимович, 1958) составил карту гидроизогипс, показывающую тот же тип стока. В Италии небольшой карстовый район Фумайоло в Эмилианских Альпах в верховье р. Тибра, где по периферии и отчасти в центре вытекает 12 источников (Е. Принц, Р. Кампе, 1937), отличается таким же типом стока. В Восточных Альпах на юго-запад от Вены имеется другой подобный небольшой карстовый район, сложенный мульдообразно залегающими верхнетриасовыми известняками, подстилаемыми водонепроницаемыми отложениями. Здесь сток центробежный к многоводным карстовым источникам на периферии (К. Кейльгак, 1935). Этот тип стока, также из триасовых известняков, известен в Апулийских Альпах в Италии, в районе карстового источника Хизачия (Е. Принц, Р. Кампе, 1937). Рассмотренные основные типы подземного стока не исчерпывают всего их многообразия. Возможны, конечно, и другие типы. Разработка этого вопроса – задача ближайшего будущего.

### **Классификация карстовых районов по условиям питания, а также удаленности и особенностям зон разгрузки**

По условиям питания Н. И. Плотников (1957) выделяет два типа бассейнов карстовых вод горно-складчатых областей.

**1 тип** – бассейны с постоянными поверхностными водотоками, которые являются мощными постоянными источниками питания. Наблюдается интенсивное поглощение поверхностного стока. Режим уровней карстовых вод и расходы родников тесно связаны с ходом изменения гидрогеологического режима рек в течение года (Северный и Средний Урал).

**2 тип** – бассейны, где гидрографическая сеть не имеет постоянно действующих водотоков. Поверхностные кратковременные потоки периодически пополняют карстовые воды в паводок. Происходит быстрое заполнение карстовых полостей в известняках и пополнение запасов карстовых вод. В периоды между паводками эти запасы расходуются на местный и региональный сток. Уровни вод и расходы карстовых родников отличаются большими изменениями в течение года и тесно связаны с режимом паводкового стока (Центральный Казахстан и низкогорные районы Средней Азии).

Указанными типами, без сомнения, не ограничивается все разнообразие условий питания карстовых вод. Мы уже кратко показали это. Н. И. Плотников в качестве примеров второго типа взял засушливые области Центрального Казахстана и Средней Азии, где осадки невелики, и основная роль принадлежит талым снеговым водам. Но осадки попадают не только во временные потоки, но и инфильтрируются по трещинам, а также

поглощаются карстовыми воронками по всей закарстованной площади.

Сочинско-Абхазская карстовая область на Кавказе может служить примером третьего типа, где основная роль в питании карстовых вод принадлежит инфильтрации талых снеговых и дождевых вод, при небольшом участии конденсации.

Остров Кефаллиния в Греции, который мы уже упоминали, с его морскими мельницами может, вероятно, служить примером четвертого типа, где карстовые воды питаются морскими и атмосферными осадками. Карстовая область Налларбор в Южной Австралии, где преобладает ванновый рельеф и невелика роль периодических водотоков, может быть примером пятого типа и так далее. Классификация карстовых районов по условиям питания еще только начинает разрабатываться.

По удаленности и особенностям зон разгрузки карстовых вод А. Г. Лыкошин (1960) различает для платформ следующие гидродинамические типы карста речных долин и прилегающих водораздельных пространств:

I. Карст, связанный с дренирующим влиянием близких эрозионных врезов.

II. Карст, связанный с дренирующим влиянием удаленных эрозионных врезов (или других очагов разгрузки).

III. Карст, связанный с дренирующим влиянием зон тектонических нарушений, который подразделяется на 2 подтипа:

а) карст, связанный с нисходящим движением подземных вод;

б) карст, связанный с восходящим движением подземных вод.

Эти типы карста обычно встречаются одновременно, в том или ином сочетании, и только какой-то из них имеет преимущественное развитие.

### **1. Карст, связанный с дренирующим влиянием близких эрозионных врезов**

Карст этого типа встречается в платформенных, а иногда и в пологоскладчатых (предгорных) областях, где мощные толщи карстующихся пород прорезаны глубокими речными долинами. Примером может служить карст в областях древних переуглубленных долин Волги (район Куйбышева) и ее притоков (Белая, Уфа, Ока).

В речной долине и прилегающей к ней части водораздельного плато (рис. 4) могут быть выделены участки с своеобразными условиями формирования подземных вод и их движения в зонах аэрации и переменного водонасыщения в сторону дрены: а) береговой склон с относительно большими уклонами поверхности, б) придолинная зона, начинающаяся от бровки берегового склона, с небольшим, но отчетливо выраженным уклоном в сторону долины, в) водораздельное плато, ограниченное с одной стороны линией водораздела, а с другой – условной границей придолинной зоны.

Береговой склон. Если часть толщи карстующихся пород лежит выше уровня подземных вод, то в карбонатных породах, слагающих склоны береговых массивов, движение этих вод приобретает некоторые особенности.

При неблагоприятных условиях для инфильтрации метеорных вод вследствие значительной крутизны склона, слабой водопроницаемости рыхлого покрова, отсутствия древесно-кустарниковой растительности и т. п., резко преобладает поверхностный сток, и карстовый процесс не получает существенного развития.

Если же на склоне массива коренных пород лежат рыхлые хорошо водопроницаемые образования, то даже и при относительно крутых склонах (порядка 20–30°) карстование пород может происходить весьма интенсивно, особенно при наличии хорошо развитых трещин бортового отпора. Присутствие слабоводопроницаемого покрова рыхлых отложений на водоразделах и в придолинной полосе, обеспечивающего хороший поверхностный сток, в этом случае еще более усиливает процесс развития карста по этим трещинам.

Первый пример, в частности, характерен для склонов, сложенных гипсами. Последние, в случае их хорошей обнаженности или при наличии сильно водопроницаемого четвертичного покрова, должны бы интенсивно выщелачиваться, однако, зачастую они в крутых берегах речных долин образуют обнажения прекрасной сохранности, например, в нижнем течении р. Уфы.

Причиной сохранности гипсов является преобладание в них замкнутой трещиноватости, обусловленной их пластическими свойствами. Благодаря этому водопроницаемость их значительно меньше, чем крепких массивных известняков и доломитов, для которых характерны открытые трещины.

Другой и часто встречающейся причиной хорошей сохранности гипсов, а нередко и карбонатных пород, в крутых склонах долин, является положение их выше уровня подземных вод в условиях хорошей дренированности и резкого преобладания поверхностного стока над инфильтрацией (рис. 4).

В зоне береговых склонов, в начальной стадии развития карстового процесса возникают относительно большие выходные градиенты потока подземных вод по сравнению с придолинной и водораздельной зонами. По мере повышения водопроницаемости пород градиенты снижаются, и депрессионная кривая выполаживается. Область её больших уклонов постепенно все больше и больше отодвигается в сторону водораздела, характеризуя собой естественную границу распространения интенсивной закарстованности, образование которой связано с дренирующим влиянием водотока.

Иногда в области береговых склонов, в пределах зоны сезонного колебания уровня подземных вод, наблюдается повышенная выветрелость и трещиноватость пород.

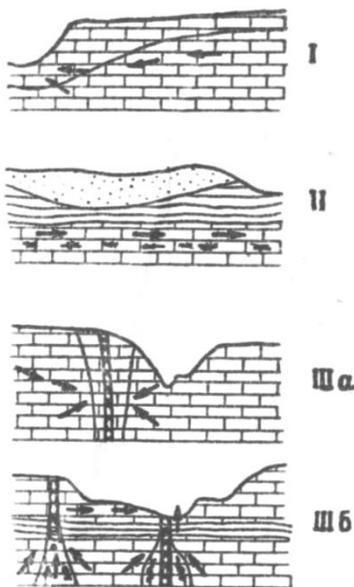


Рис. 4. Гидродинамические типы карста по А. Г. Лыкошину (1960).

Карст, связанный с дренирующим влиянием: I – близких эрозионных врезов, II – удаленных эрозионных врезов (или других очагов разгрузки), III – зон тектонических нарушений: а) с нисходящим движением подземных вод, б) с восходящим движением подземных вод.

При хорошей водопроницаемости рыхлого покрова и расположении уровня карстовых вод ниже кровли карстующихся пород, движение вод в сторону дрены происходит следующим образом.

В зоне аэрации и вертикального нисходящего движения воды по трещинам происходит разработка вертикальных карстовых полостей. Наличие невыдержанного и относительно маломощного покрова рыхлых пород при дальнейшем развитии карстового процесса обычно приводит к образованию вначале суффозионных, а затем и провальных воронок. Особенно хорошо этот процесс прослеживается на плоских равнинах Уфимского плато, в нижнем течении рек Уфы и Белой (область развития нижней и верхней перми) и в нижнем течении Западной Двины (верхнедевонские гипсовые породы) и т. д.

В переходной зоне сезонного колебания уровня карстовых вод карстовые процессы носят переменный характер. В зоне полного водонасыщения воды движутся к дренам по горизонтальным путям и разрабатывают карстовые каналы, развивающиеся в основном по трещинам напластования и отдельности. Иногда развитие карста в этой зоне идет по пути образования общей, относительно равномерной кавернозности пород.

На водораздельных пространствах уклоны подземного потока и скорости движения небольшие.

В случае, если кровля карстующихся пород ниже уровня подземных вод, развитие карста протекает так же, как и в зоне полного водонасыщения.

Придолинная зона. Зона придолинного понижения водораздела по условиям карстообразования занимает промежуточное положение между долиной и водораздельным пространством. Благодаря большим уклонам поверхности роль поверхностного стока увеличивается. Это приводит к некоторому ослаблению развития карста в зоне аэрации по сравнению с водораздельным плато. При наличии молодой овражной сети в придолинной зоне иногда в вершинах оврагов, где вскрыты карстующиеся породы, развит карст в виде поглощающих воронок.

В молодых долинах со слабо развитым карстом в зоне полного водонасыщения сохраняются гидродинамические условия водораздельного плато, т. е. преобладает горизонтальное движение подземных вод с относительно небольшими скоростями. В древних глубоких долинах с сильно закарстованными склонами именно в придолинной зоне подземные воды имеют наибольшие уклоны и поэтому здесь наиболее интенсивно выщелачиваются карстующиеся породы.

Каждому из трех охарактеризованных участков свойственны свои формы карста. А. Г. Лыкошин приводит несколько примеров.

## II. Карст, связанный с дренирующим влиянием удаленных эрозионных врезов (или других очагов разгрузки)

Иногда развитие карста в речных долинах не связано с существующим эрозионным врезом. Это чаще всего наблюдается, когда последний вскрывает в основном некарстующиеся породы (четвертичные или коренные), покрывающие карстующуюся толщу. В этих случаях, обычно, карст бывает закономерно связан с движением подземных вод в сторону удаленной дрены, которой может являться морской или артезианский бассейн или какой-нибудь другой крупный очаг разгрузки подземных вод. Выщелачивание пород происходит, как правило,

Во-вторых, систематическое опреснение и повышение температуры в верхней части свободных водоносных горизонтов, заключенных в карбонатных породах, в периоды интенсивной инфильтрации метеорных вод и при паводковых повышениях уровня воды в реке. Кроме того, агрессивность подземных вод значительно возрастает в зоне, где расходуемое на растворение карбонатов количество свободной углекислоты способно восполняться из окружающего ее воздуха зоны аэрации. Именно такие условия имеются в верхней части горизонта подземных вод.

Единая направленность всех указанных агентов выветривания приводит к тому, что в зоне переменного водонасыщения или колебания уровня карстовых вод, на участках береговых склонов и в придолинной зоне иногда наблюдается своеобразная «зона подземного выветривания». По данным В. П. Седова (1937) в Приангарье к этой зоне приурочена повышенная закарстованность пород. В некоторых речных долинах это явление наблюдалось и А. Г. Лыкошиным.

Придолинная зона, включая признаки двух смежных участков, рассматривается последней.

Водораздельное плато. На водораздельных равнинных пространствах интенсивность и особенности развития карста определяются условиями инфильтрации метеорных вод. Интенсивность карстового процесса при прочих равных условиях прямо пропорциональна интенсивности инфильтрации, или отношению количества просачивающейся в породу воды к сумме осадков. Развитие карста в первую очередь зависит от рельефа местности и водопроницаемости покровных отложений, обуславливающих относительную роль поверхностного стока. Транспирация и испарение обычно играют второстепенную роль. При малой водопроницаемости покровных отложений на водоразделе карстовые процессы развиваются в основном в придолинной зоне или даже на склонах долины.

при очень небольших градиентах подземного потока, т. е. в условиях медленного движения воды (рис. 4, II).

Если при наличии значительных градиентов скорости движения воды по трещинам породы во много раз превышают скорости ее движения по порам, то в рассматриваемых гидрогеологических условиях они в значительной мере сближаются. Значение трещин, как путей развития карста, по сравнению с порами породы, уменьшается. Карст развивается в виде кавернзности пород, не связанной с существующими системами трещин. Этому способствует и то, что во многих платформенных районах трещины вне зоны эрозийного влияния долины бывают преимущественно замкнутыми.

Тогда типичным проявлением карста в карбонатных породах являются каверны, скорость развития, густота распределения, размеры и форма которых зависят прежде всего от литологического и химического состава пород, их микро- и макроструктуры.

В плотных растворяемых породах, в особенности в гипсах, обладающих значительно большей растворимостью, чем карбонатные породы, циркуляция воды происходит почти всецело по трещинам, вследствие чего кавернзность встречается весьма редко.

Кавернзность не является проявлением только рассматриваемого типа карста. Ее можно считать лишь наиболее характерной его особенностью.

Выщелачивание доломитов при движении воды по порам нередко приводит к образованию гнезд доломитовой муки причудливой конфигурации с поперечниками 10–12 м (Самарская лука).

В речных долинах на карст описываемого типа обычно накладывается карст, связанный с дренирующим влиянием либо самой долины, либо зон тектонических нарушений.

Карст данного типа наблюдается в нижнем течении Зап. Двины в районе Плявиньских порогов. Здесь каньонообразная долина реки, образовавшаяся в четвертичное время, заложена в доломитах франского яруса верхнего девона. На протяжении нескольких десятков километров вдоль реки прослеживаются сильно кавернзные «дырчатые» слои доломитов мощностью от 2,5 до 4,5 м. Выработки показывают, что в удалении от долины на 800–1000 м степень и характер кавернзности этих слоев сохраняются теми же, что и в бортах долины. Кавернзность доломитов не связана с дренирующим влиянием современной долины.

Участок долины Зап. Двины расположен на восточном крыле Польско-Литовской впадины. Очевидно, ее западное крыло, частично срезанное морской абразией (Рижский залив), являлось областью разгрузки подземных вод, заключенных в доломитах франского яруса до вскрытия четвертичной эрозией. Здесь существовали гидродинамические условия, типичные для второго типа карста.

Аналогичный характер закарстованности в виде сильной кавернзности псковско-чудовских, а отчасти и покрывающих их шелонских слоев верхнего девона, залегающих в долине Зап. Двины в районе Витебских порогов, установлен детальными исследованиями Н. М. Болотиной и Д. С. Соколова (1954). Распределение каверн в слоях более или менее равномерное и не связано с современной долиной Зап. Двины. Образование каверн и гнезд доломитовой муки, которые являются недоразвитыми кавернами, происходило под воздействием медленной циркуляции пластовых подземных вод. Этому способствовало положение района на крыле Московской синеклизы. Процесс карстообразования развился в условиях дренирования подземных вод удаленным очагом разгрузки.

### **III. Карст, связанный с дренирующим влиянием зон тектонических нарушений**

Зоны тектонических нарушений с повышенной трещиноватостью или раздробленностью скальных пород довольно часто являются причиной развития карста, иногда очень своеобразного. Почти всегда они играют роль местных дрен подземных вод. В бортах речных долин такие зоны иногда спрямляют излучины русла и становятся дренами, отводящими подземные воды, поступающие со стороны водораздела, а при благоприятных условиях даже из русла реки, по кратчайшему пути в нижерасположенный участок русла (рис. 4, III).

Развитие карста определяется гидродинамическими элементами дренируемого потока подземных вод. Для свободных и напорных водоносных горизонтов они различны. В первом случае развитие карста происходит так же, как под влиянием эрозийных врезов, а во втором случае карст, развиваясь снизу вверх, создает подземные полости, иногда вызывающие обрушение вышележащих пород.

При большой мощности свободного водоносного горизонта и положении его подошвы ниже ближайшей крупной речной долины (основной дренирующей артерии), нисходящее движение подземных вод характерно только для его верхней части. С глубиной, которая зависит от интенсивности дренирования, это направление через горизонтальное постепенно переходит в восходящее, т. е. создаются условия развития III-б типа карста.

Развитие карста зависит от интенсивности дренирующего влияния описываемых зон, т. е. практически от величин выходных градиентов подземного потока в прилегающих к этим зонам породах. Эти градиенты в свою очередь зависят от водопроницаемости пород и водопропускной способности дрен. Чем выходные градиенты больше, тем выше скорости воды, а, следовательно, (при прочих равных условиях в отношении литологического и химического состава пород, их структуры и химизма подземных вод) тем более интенсивно выщелачивание пород.

Зоны повышенной трещиноватости оказывают также влияние и на формирование подземных вод, так как они часто являются очагами поглощения поверхностного стока, а в зоне аэрации – кратчайшими путями движения инфильтрационных вод. Этим обуславливается связь поверхностных форм карста (воронки, суходолы, слепые овраги и т. п.), а иногда и подземных (карстовые полости, колодцы и т. п.) с тектоническими зонами. Третий тип карста А. Г. Лыкошин подразделяет на два подтипа.

а) Карст, связанный с нисходящим движением подземных вод. Примером этого подтипа является карст одного из участков верхнего течения р. Ангары. Долина ее здесь врезана на глубину 100–115 м в полого падающие среднекембрийские доломиты и известняки, мощность которых под ее дном превышает 100 м. Сложно и глубоко эродированная поверхность доломитов покрыта толщей юрских алевролитов, песчаников и конгломератов. В карбонатных породах развита интенсивная вертикальная и крутопадающая тектоническая трещиноватость, местами проявляющаяся в виде выдержанных зон дробления. Одно из основных ее направлений протягивается параллельно бортам речной долины. В толще доломитов заключен мощный водоносный горизонт со свободным зеркалом воды. На поверхности подземных вод выделяются депрессии, вытянутые вдоль правого и левого берегов.

Уровни воды в них располагаются на 0,5–0,8, а местами на 1,0–1,2 м ниже уровня воды в реке. На левом берегу ширина депрессии изменяется в пределах 200–2000 м. На правом она составляет 2–3 км, после чего прослеживается незначительный подъем уровня подземных вод, а затем на расстоянии 6,5 км от реки появляется новое снижение до уровня воды в реке.

По данным электроразведки, проведенной под руководством З. Г. Ященко, депрессиям поверхности подземных вод соответствуют зоны повышенной трещиноватости и разрушенности карбонатных пород. Дренирующая роль этих зон по отношению к потоку подземных вод, движущихся со стороны водоразделов и от реки, хорошо подтверждается и гидрохимическими данными.

Современному карсту, распространение которого определяется дренирующим влиянием долины р. Ангары, предшествовал доюрский карст, связанный с эрозионными формами рельефа карбонатных пород.

Установлена связь карста, и, в первую очередь доюрского, с зонами повышенной тектонической трещиноватости, дренирующее влияние которых на подземные воды сказалось на протяжении обоих этапов карстообразования и, возможно, даже предшествовало им.

Карст широко распространен и отличается большим разнообразием. Наряду с крупными пещерами и каналами встречаются мелкие каверны и рыхлые выщелоченные участки доломитов.

Основную роль в формировании существующих гидрогеологических условий, важнейшей особенностью которых является наличие депрессии в поверхности подземных вод, сыграл карст, связанный с зонами повышенной тектонической трещиноватости и, по-видимому, тектонических нарушений (III-й тип карста), на который наложился карст II и, в меньшей степени, I типа.

Таким образом, зоны повышенной тектонической трещиноватости в настоящее время являются дренами подземных и русловых вод. В бортовых частях этих дрен развивается карст с закономерностями, которые свойственны бортовым частям эрозионных врезов.

б) Карст, связанный с восходящим движением подземных вод. На участке долины р. Зап. Двины, несколько ниже г. Плявиняса, который уже рассмотрен выше, наблюдается также карст, очевидно, связанный с зонами тектонической раздробленности пород. Склоны долины Зап. Двины здесь осложнены высокими террасами, врезанными в толщу доломитов в позднечетвертичное время. Ширина их около 1 км, а высота бровки в среднем около 25 км над меженным урезом реки. Террасы сложены сверху вниз доломитами даугавской свиты, на которых в виде редких пятен встречаются пестрые глины огрской свиты. Мощность доломитов около 15 м. Под ними лежит саласпилская свита, представленная глинами и мергелями, с подчиненными им прослоями доломитов, общей мощностью порядка 10 м. Ниже залегает пачка доломитов плявиньской свиты мощностью 30 м, в свою очередь подстилаемая аматской свитой, представленной мелкозернистыми песками, обычно слабо сцементированными, с небольшими прослоями песчаников, мергелей и глин (в кровле свиты); мощность ее превышает 20 метров. Русло реки заложено в доломитах верхней части плявиньской свиты.

В отложениях заключено 3 водоносных горизонта: первый (сверху) – очень маломощный со свободным зеркалом воды содержится в доломитах даугавской свиты, второй – напорный – в доломитах плявиньской свиты и третий – высоконапорный – в песках аматской свиты. На верхней террасе на протяжении нескольких десятков километров В. В. Сахаровым и Е. Н. Спрингис были установлены участки площадью до 2000 м<sup>2</sup>, в пределах которых произошли просадки коренных пород на глубину больше 70 м и достигающие кровли аматской свиты, а иногда и опускающиеся несколько ниже ее. Верхняя часть просевших, сильно раздробленных пород, в ряде случаев представлена глинами огрской свиты, залегающими на уровне нижележащей даугавской свиты. Это указывает на то, что просадки произошли до образования долины Зап. Двины, так как на верхней террасе огрские глины, как правило, отсутствуют.

Значительная часть просадочных участков расположена четкообразно, образуя линейно-вытянутые зоны, пересекающие современную долину Зап. Двины под большими углами.

Восточное крыло Польско-Литовской впадины, на котором расположен участок, осложнено небольшими, но довольно круглыми куполообразными складками. Образование их, очевидно более позднее по времени, сопровождалось нарушениями сплошности слоев на крыльях и появлением зон повышенной трещиноватости и дробления пород. Одна из таких зон наблюдается в нескольких километрах выше по реке, на крыле Плявиньского купола.

Эти зоны играли роль дрен по отношению к горизонтам подземных вод. При разгрузке напорных вод в образовавшиеся естественные дренажи в их бортах возникли значительные гидравлические градиенты, величина которых возрастала сверху вниз в соответствии с пьезометрией напорных горизонтов. Наличие этих градиентов обусловило интенсивное выщелачивание доломитов в бортах дренажа и образование карстовых полостей. При обрушении пород над ними возникли просадки. Одновременно происходил, по-видимому, процесс суффозии

песков аматской свиты в трещины доломитов.

В долине Зап. Двины наличие суффозионных явления подтверждено на одном из просадочных участков положением подошвы элювиально-карстового накопления ниже кровли аматской свиты.

Четкообразное расположение участков просадок объясняется тем, что последние, видимо, происходили в местах наиболее интенсивной разрушенности пород тектонической зоны и, следовательно, наиболее активной разгрузки подземных вод.

Возникновение таких очагов разгрузки приводило к дренированию промежуточных участков, что ставило их, таким образом, в условия менее интенсивного выщелачивания.

При достижении карстовыми полостями достаточных размеров происходили обрушение и просадка вышележащих пород, сопровождающиеся дроблением доломитов и смятием глин. Таким образом, в соответствии со снижением гидравлических градиентов, карстовый процесс развивался в направлении снизу вверх.

Результаты электропрофилирования позволяют предполагать, что на исследованной территории в настоящее время имеются и «непроявленные» просадки, т. е. такие участки, на которых процесс обрушения по тем или иным причинам еще не захватил верхнюю часть разреза структурных террас и развит только на некоторой глубине от их поверхности.

Существуют и другие разновидности карста, связанного с восходящим движением подземных вод к дренам тектонического происхождения, морфология которых объясняется комплексом природных условий. К ним можно отнести «полесские окна», описанные П. А. Тутковским (1899) еще в конце прошлого века, известный пятигорский «Провал», а также некоторые источники минеральных вод Кавказа (Кисловодский нарзан и др.)

Изложенная работа А. Г. Лыкошина, основанная на изучении конкретных примеров, показывает несколько типов изменений гидродинамического профиля в горизонтальном направлении – от речных дрен и других очагов разгрузки платформ к водораздельным пространствам. Являясь развитием учения о гидродинамических зонах карстовых вод, она заслуживает всемерного использования и дальнейшей разработки.

Н. И. Плотников (1957) по условиям водообмена и стока выделяет два типа бассейнов карстовых вод горно-складчатых областей.

I группа бассейнов с относительно свободным местным и региональным подземным стоком, направленным в сторону погружения структуры. Здесь в зонах тектонического нарушения и трещиноватости наблюдаются мощные потоки карстовых вод и интенсивная закарстованность. В отдельных бассейнах в известняках формируются большие динамические и незначительные статические запасы карстовых вод. Буровые скважины имеют расход до 100–150 л/сек.

II группа замкнутых бассейнов с ограниченным подземным стоком. Преобладают статические, и незначительна роль динамических запасов карстовых вод (восточный склон Урала).

#### Модули подземного стока.

Количество воды, стекающей в 1 сек с 1 км<sup>2</sup> площади карстового массива, называют модулем подземного стока или разгрузки (Г. А. Максимович, 1959). Один из первых подсчетов этого модуля для кристаллических известняков Чешской карстовой области был опубликован в 1922 г.

Модуль здесь –  $7 = 7,5$  л/сек с 1 км<sup>2</sup>. В Ксенофонтско-Нырбском карстовом районе в Пермской области в долине р. Колвы на участке Девий-Ветлан на протяжении более 5 км наблюдается 24 карстовых источника с дебитом 2–200 л/сек. Суммарный дебит их в межень около 2,7 м<sup>3</sup>/сек, а водосборная площадь составляет как минимум 172 км<sup>2</sup>. Модуль подземного стока 15,76 л/сек.

В карстовом районе Фумайоло в Италии суммарный дебит 12 источников составляет 91 л/сек. Площадь его всего 13 км<sup>2</sup>, а модуль стока 7 л/сек.

Дебит известного источника Воклюз на юге Франции, имеющего площадь питания карстующегося массива 1450 км<sup>2</sup>, изменяется от 4 до 150 м<sup>3</sup>/сек. По другим данным дебит источника не бывает меньше 5,5 м<sup>3</sup>/сек, а годовой составляет 450–680 млн. м<sup>3</sup> или 14271–20572 л/сек. Модуль подземного стока для карстового района Воклюз в среднем 9,8–14,2 и минимальный 2,75–3,75 л/сек. Опыт примерного подсчета для карстового плато Мардина в Турции, где вытекает источник Рас-эль-Аин – (исток р. Кхабур) с минимальным дебитом 40 м<sup>3</sup>/сек, дает, при площади 2000 км<sup>2</sup> модуль подземного стока 20 л/сек.

Таблица 6

Модули подземного стока карстовых областей (по родникам)

Карстовый р-н или участок	Площадь, кв. км	Суммарный дебит, л/сек	Модуль стока, л/сек.	Источник
1	2	3	4	5
Девий Ветлан	172	2703	15,7	Г. А. Максимович (1959)
Уфимский вал	336	1109	3,3	К. А. Горбунова (1960)
Чешская к. о.	–	–	7–7,5	Г. А. Максимович (1959)
Фумайоло (Италия)	13	91	7	«

Карстовый р-н или участок	Площадь, кв. км	Суммарный дебит, л/сек.	Модуль стока, л/сек.	Источник
1	2	3	4	5
Мардина (Турция)	2000	40000	20	Г. А. Максимович (1959)
Воклюз (Франция)	1450	14271–20572	9,8–14,2*	«
Дан де Кроль	3	180	60	Ж. Корбель (1959)
Берже	20	900	45	«
Пьер Сан-Мартен	10	500	50	«
Дио	10	500	50	«
Падирак	50	1000	20	«
Люоир	230	7800	34	«
Кишертоко-Суксунский к. р. (Пермская область)	60	827	13,7	К. А. Горбунова (1960)

Полученные цифры модуля подземного стока показывают изменение его от 3 до 60 л/сек (табл. 6). Они, конечно, изменяется в зависимости от климатических, геоморфологических и геологических условий карстовых районов. Подсчет их для карстовых районов, находящихся в различных условиях, позволит установить величины средних и минимальных модулей. Эти данные могут быть использованы при проектировании водоснабжения карстовыми водами. При этом важно организовать наблюдение за дебитом карстовых источников, чтобы пользоваться не случайными данными, а среднегодовыми. Среднегодовой дебит также не постоянен, а изменяется в довольно широких пределах. Это было показано на примере источника Воклюз.

Карстовые воды вытекают не только в виде источников. В горах они частично стекают в делювий склонов, а на равнинах в поддолинные потоки (Г. А. Максимович, 1957). В приморских карстовых областях они безвозвратно теряются в виде субмаринных источников. Таким образом, во многих случаях учет дебита источников дает модуль стока, который меньше истинного.

Коэффициент фильтрации. В СССР коэффициент фильтрации часто определяется при гидрогеологических исследованиях в карстовых районах. В литературе этих данных не так много. Приведем результаты некоторых определений.

Карстовый район, область	Коэффициент фильтрации, м/сутки	Литературный источник
Сухоложско-Каменский к. р., визейские известняки	2,7–5,78	М. И. Гевирц (1959)
Режевский к. р., верхнедевонские известняки	0,14–0,43	«
Невьянский к. р., палеозойские известняки	2,85	«
Район Витебских порогов, шелонские слои	200	Н. М. Болотина и Д. С. Соколов (1954)
Псковско-чудовские слои верх	10–20	«
низ	30–35	«
Причерноморская к. о., сарматские известняки		
правый берег	11,3	Л. А. Молоков (1959)
левый берег	250	
Ленинградская к. о., везенбергские известняки	7,92	М. А. Гатальский (1957)

Скорость движения карстовой вод. В зависимости от гидродинамической зоны, уклона, поперечного сечения потока, количества воды и других факторов карстовые воды обладают различной скоростью. В опубликованной нами сводке было показано, что скорость их изменяется от 0,75 до 25 тыс. м/сутки или  $n \cdot 10^2 - n \cdot 10^5$  в год (Г. А. Максимович, 1954, 1955). Приведем данные о скорости движения карстовых вод (табл. 7).

Ф. Тромб (1952) приводит интересные данные о скорости движения карстовых вод в разных странах Европы, полученные с 1877 по 1948 гг. Они были определены путем запуска флюоресцеина, а в отдельных случаях уранина (2) и хлористого лития (3), и изменяются от 108 до 6992 м/сутки (табл. 8),

Таблица 7

Скорости движения карстовых вод (по Г. А. Максимовичу, 1954, с дополнениями)

Карстовая область, район	Отложения, условия замера	Скорость, м/сутки	Литературный источник
Полазненско-Шалашинский к. р.	Подрусловый поток в гипсах, р. Чусовая	0,75–1	Г. А. Максимович (1954)
Пашийско-Чусовской к. р.	Подрусловый поток, р. Семе-новка	1261	Н. К. Тихомиров (1934)
Ленинградская к. о.	Подрусловый поток в нижнесилурийских известняках	9600	Г. А. Максимович (1954)
«	Нижнесилурийские известняки	26–1152	«
«	«	500–778	А. Ф. Якушова (1949)
Франция	Кавернозные известняки	24157 (1006,5 м/час)	Г. Н. Каменский (1943)
«	Известняки с пустотами	24000	Е. Принц (1937)
ФРГ	Известняк трещиноватый	1028–1992	«
ФРГ	Пленерский известняк у Падерборна	2600–7900	«
«	Известняки с мелкими трещинами	4224–6158	«
Грузия	Карстовая подземная река	17280–25920 (0,2–0,3 м/сек)	Л. А. Владимиров (1957, 1959)

\* Минимальный 2,7–3,7

Скорость движения карстовых вод в разных районах Европы (по Ф. Тромбу, 1952)

№ п/п	Зона поглощения	Зона выхода	Расстояние по прямой, км	Разница отметок, м	Уклон в %	Дебит в месте выхода, м <sup>3</sup> /сек очень большой	Время, час	Скорость		Год исследования
								м/час	м/сутки	
1	Исчезновение Дуная	Аах	12,5	170	1,4		60	208	4992	1877
2	Поглощение канала Арни (Апуанские Альпы – Италия)	Поллачия	3,75	222	5,9	–	41	91,5	2196	1894
3	Риека у Шкоциана (Югославия)	Тимаво	34	400	1,2	9	210	162	3888	1907
4	Исчезновение р. Ду	Ла Лу (Ду)	10	255	2,5	6,7	62	161	3864	1910
5	Тру де Торо (Испания)	исток Гаронны (старый)	4	600	15	>10	12	333	6992	1931
6	Пропасть Мартеля (Франция)	Пещера Сигалер	<2	482	24	>0,5	18	>111	2664	1933
7	Пропасть Риусек (Верхняя Гаронна)	исток Голубого озера	2,5	670	27	0,2	108	23	552	1939
8	Пропасть Хеннеморт (Верхняя Гаронна)	Хешо	0,5	600	120	0,1	28	18	432	1947
9	Подземн. р. Падирак (До)	источник С. Георгия	11	136	1,2	0,10	2400 (100 суток)	4,5	108	1947
10	Алсон (мельница де Ларси) Гар	источник Фо (Гар)	7	233	3,3	–	696 (29 сут.)	10	240	1947
11	Исчезновение Торе (Эро)	Усклат-де-Ба	2,5	70	2,8	0,01	336 (14 суток)	7,4	177,6	1948

Фактические скорости несколько больше, так как расстояния брались по прямой, а подземные пути карстовых вод более извилисты.

На Падерских источниках были получены различные скорости движения карстовых вод в июне, августе и ноябре 1897 г. (табл. 9).

Таблица 9

Скорость движения карстовых вод по данным опытов с окрашиванием кали-уранином на Падерских источниках по Штилле (Е. Принц, 1933)

Место окраски	Время	Кол-во в кг	Подземный путь, м	Время в час	Скорость в сутки, м
Выше Даля	1.6.1897	1,5	9000	32	6 750
Ниже Даля	3.6.1897	1,5	6600	21	7 900
Ниже Даля	11.8.1897	2,0	6900	60,5	2 750
Выше Даля	24.11.1897	–	8600	80	2 600

Скорость движения подземных водотоков зависит от того, фильтруется ли вода через покровные образования или поглощается воронками и понорами. Это видно из таблицы 10.

Таблица 10

Скорости подземных водотоков по ЛеКуппэ-де-ла Форест (Е. Принц, 1933)

Место запуска индикатора	Пройденный путь, м	Характер Горной породы	Кол-во протекающей воды, (л/сек)	Скорость, м/сутки
Водопроницаемая почва	6000	рыхлый известняк	20	4224
	8400			6168
Поглощающая воронка	1250	известняк с пустотами	300–400	24000
Водопроницаемая почва	4750	известняк с трещинами	7–8	1028
	6006			1992

Гидравлические уклоны поверхности карстовых вод. Гидравлические уклоны поверхности карстовых вод изменяются в широких пределах. Наибольшее значение они имеют в горных районах, испытывающих поднятие. Наименьшее – на равнинах с хорошо разработанной системой карстовых полостей. Некоторые данные об уклонах в процентах были приведены в таблице 8. В верхней Гаронне между пропастью Хеннеморт и Хешо наблюдается гидравлический уклон 600 м на 0,5 км или 120 %. Наряду с этим в отечественной литературе опубликованы данные об уклонах карстовых вод платформ 0,002–0,003 для Ленинградской карстовой области, 0,001–0,01 для Самарской луки (А. Ф. Якушова, 1949), 0,001–0,008 в Алапаевско-Каменской карстовой области, в Сухоложско-Каменском районе 0,0042–0,007 и Невьянском районе на Урале 0,006–0,007 (М. И. Гевирц, 1959).

### Характер движения карстовых вод

Выше мы рассмотрели скорости движения карстовых вод, а также величины коэффициентов фильтрации и гидравлических уклонов. Какому же закону подчиняется их движение?

В большинстве учебных руководств до недавнего времени указывалось, что для карстовых вод характерно турбулентное движение, подчиняющееся закону Шези. В 1932 г. О. Леман показал, что в подземных потоках, находящихся под давлением, характер движения воды зависит от соотношения между быстротой потока и

сечением канала. По его мнению, когда скорость карстовых вод становится меньше  $V=1000 n:R$ , где  $V$  – скорость в см/сек,  $n$  – коэффициент, зависящий от  $t^\circ$ , а  $R$  – радиус цилиндра с гладкими стенками, то будет наблюдаться ламинарное движение.

Взяв цилиндрическую трубку диаметром 2 см при температуре  $5^\circ\text{C}$ , Леман подсчитал, что ламинарное движение для таких карстовых пустот наступит при скорости менее 15 см/сек. или 12950 м/сут.

По О. Леману получается, что ламинарное движение может быть только в узких, почти капиллярных, трубках и трещинах. Это мнение вполне справедливо критикует Н. А. Гвоздецкий (1954). В трещинно-карстовых коллекторах подземных вод гладкие стенки довольно редки, а корочки кальцита, песчано-глинистый материал, попавший с поверхности, создают дополнительное трение и способствуют появлению ламинарного движения при меньших критических скоростях.

И. Ф. Володько (1941) предлагает учитывать влияние шероховатости стенок на движение карстовых вод. Критический градиент, при котором происходит переход ламинарного движения в турбулентное, при землистом типе излома может быть определен по формуле:  $I_{кр} = \frac{0,114}{b^{0,7} b^{2,2}}$  где  $I_{кр}$  – критический градиент,  $E$  – возвышение отдельных выступов на шероховатых стенках щели над средней линией оснований выступов в мм,  $b$  – толщина щели в мм.

И. Ф. Володько подсчитал, что ламинарное движение будет при следующих условиях:

Поперечник карстового канала или ширина щели, см	Критическая скорость, при которой наступает переход ламинарного движения в турбулентное, м/сутки
10–20	8,6
3	86,4
0,5	8640
0,1–0,3	86400

Последние скорости, как показали приведенные ранее данные, в природе пока не наблюдались. С. В. Троянский (1960), также ссылаясь на И. Ф. Володько, приводит цифры в десять раз меньше.

М. А. Гатальский (1948) указывает, что для вод Ленинградской карстовой области в силурийских известняках более точные данные получаются при расчете по формуле Дарси, а не Шези. К таким же выводам пришел и С. В. Троянский (1956, 1960). В гидрогеологии вопрос о том, какому закону подчиняется движение карстовых вод, имеет большое практическое значение.

Резюмируя, можно сказать, что карстовые воды в зависимости от поперечного сечения и шероховатости пустот и трещин, уклона и температуры воды, напора и других факторов характеризуются турбулентным, ламинарным и смешанным движением, подчиняясь соответственно законам Шези, Дарси и Смрекера. При небольшом уклоне, малых скоростях движения не только в трещинах, но и в полостях может быть ламинарное движение. Большие уклоны и скорости обуславливают турбулентное движение. В одном и том же массиве в узких трещинах может быть ламинарное, а в широких щелях и полостях турбулентное движение вод. В этом случае в целом, казалось бы, должно быть смешанное движение, подчиняющееся закону Смрекера. Однако С. В. Троянский (1956, 1960) показал, что для платформ в закарстованных массивах в подавляющем большинстве случаев сохраняется линейный закон фильтрации. Это связано с тем, что в массивах по пути движения карстовых вод участки с широкими трещинами и пустотами сменяются участками с очень узкими трещинами. Последние ограничивают скорость и способствуют сохранению движения по закону Дарси. Благодаря этому, в целом, в массиве движение остается ламинарным.

В местах эксплуатации карстовых вод с ламинарным движением в пределах воронки депрессии за счет повышенных скоростей может возникнуть турбулентное движение.

По гидродинамическим зонам для двух обстановок будут следующие преобладающие типы движения карстовых вод.

Зоны циркуляции	Карст покрова платформ	Карст горно-складчатых областей
Вертикальной нисходящей	турбулентное	турбулентное
Горизонтальной	ламинарное, иногда турбулентное	турбулентное и ламинарное
Сифонной	ламинарное, турбулентное	турбулентное
Глубинной	ламинарное	ламинарное

#### Амплитуда колебания карстовых вод

При характеристике переходной зоны выше мы приводили уже некоторые данные об амплитуде колебания уровня карстовых вод. Сведем их в таблицу 11.

Наибольшие значения установлены для слабо закарстованных поднимающихся горных районов, наименьшие – для сильно закарстованных платформенных областей. Климат также играет роль.

**Амплитуда годовых колебаний уровня карстовых вод  
(мощность переходной зоны)**

Место наблюдения	Амплитуда годовых колебаний, м	Источник
Крым, Биюк-Карасу	12–15	А. А. Крубер (1915)
Крым, Байдарская котловина	34	М. В. Чуринов (1959)
Франция, ист. Воклюз	24	А. Н. Семихатов (1954)
Шампань (к. мела)	19	«
Другие карстовые районы Франции	до 30–60	«
Гриест, Требичский грот	80–100 до 109	«
Силурийское плато	10–12 до 17	В. С. Ковалевский (1950)
Урал, Алапаевско-Каменский к. район	0,2–2 до 3	М. И. Гевирц (1959)
Урал, другие районы	30–40	Н. И. Плотников (1957)
Казахстан	20–25	«
И. Казахстан, Акбулак	0,2–0,5	С. Жапарханов (1961)

### Химический состав карстовых вод.

Карстовые воды – одно из интереснейших проявлений подземной гидросферы. Атмосферные осадки, а при соответствующих условиях речные, озерные и грунтовые воды, реже – морские, проникая в трещины и пустоты в растворимых горных породах, циркулируют по ним. В результате выщелачивания растет минерализация карстовых вод.

Карстовые воды по условиям распространения подразделяются на две основные разности. В одних случаях это отдельные изолированные подземные потоки, а в других – воды в системе сообщающихся трещин и карстовых пустот. Первая разность характерна для зоны вертикальной циркуляции и для некоторых участков и этапов развития зоны горизонтальной. Вторая разность развита в зоне горизонтальной циркуляции. Отдельные участки карстовых потоков и карстовых водоносных зон характеризуются различным химическим составом, что позволяет ввести понятие о гидрохимических фациях карстовых вод.

Гидрохимическая фация – это часть карстового потока или карстовой водоносной зоны, воды которых характеризуются одинаковыми гидрохимическими свойствами, определяющимися по преобладанию одних растворенных веществ (ионов, коллоидов). Гидрохимические фации объединены в группы или гидрохимические формации по первому преобладающему растворенному компоненту (Г. А. Максимович, 1955).

Химический состав карстовых вод зависит от ряда факторов. Гидрохимические фации карстовых вод определяются: химическим составом вод их питающих (атмосферные осадки, речные, озерные, грунтовые, иногда морские), составом карстующихся пород, подвижностью карстовых вод или геогидродинамической зоны, географической зоной, воздействием человека на карстовые воды и другими, имеющими меньшее значение, факторами.

Карстовые воды трех основных типов карста (известнякового, гипсового и соляного) в условиях свободной циркуляции отличны по своему химическому составу. Наименее минерализованы воды известнякового карста, большую минерализацию имеют воды гипсового и наибольшую – соляного карста. Это связано с различной растворимостью пород.

Для известнякового карста характерна гидрокарбонатная гидрохимическая фация. Она представлена гидрокарбонатно-кальциево-кремнеземной, гидрокарбонатно-кальциево-сульфатной, гидрокарбонатно-кальциево-магниевой, гидрокарбонатно-кальциево-хлоридной, гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевой, гидрокарбонатно-хлоридно-натриевой гидрохимическими фациями.

Гипсовый карст характеризуется сульфатной гидрохимической фацией. Она представлена сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридной, сульфатно-кальциево-гидрокарбонатной, сульфатно-кальциево-хлоридной, сульфатно-натриево-хлоридной гидрохимическими фациями.

Для соляного карста характерна хлоридная гидрохимическая фация. Здесь находятся хлоридно-натриево-сульфатная и хлоридно-натриево-калиевая гидрохимические фации.

Минерализация карстовых вод известняков зависит не только от состава карстующихся пород, но и от геогидродинамической зоны (Г. А. Максимович, 1947, 1948, 1950), к которой они приурочены.

В верхней зоне, где наблюдается интенсивная циркуляция подземных вод, карстовые воды обычно мало минерализованы. Здесь распространена указанная ранее гидрокарбонатная гидрохимическая фация. В средней зоне происходит более медленное движение подземных вод. Минерализация их растет, и гидрокарбонатная гидрохимическая фация сменяется сульфатной или хлоридной. Это установлено для хребта Кара-Тау (А. А. Коноплянцев, 1946), Хилловских скважин (М. Ф. Шитиков, 1932). Последним свойственна сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевая гидрохимическая фация. Наконец, в нижней зоне, где движение вод почти отсутствует, будет иметь место хлоридная гидрохимическая фация, представленная солеными водами и рассолами. Так, для Мацестинских и Талгинского источников (А. М. Овчинников, 1947; А. Н. Огильви, 1918), а также Запорожских минеральных источников на Кубани (Н. Н. Славянов, 1928), характерны хлоридно-натриево-гидрокарбонатная, хлоридно-натриево-сульфатная, хлоридно-натриево-кальциевая гидрохимические фации.

У карстовых вод в гипсах и ангидритах в верхней зоне распространена сульфатная гидрохимическая фация, а в средней и нижней зонах – хлоридная, причем последней часто свойственны рассолы. Карстовые

воды солей всех трех гидродинамических зон характеризуются хлоридной гидрохимической формацией (табл. 12).

Таблица 12

**Гидрохимические формации геогидродинамических зон  
(Г. А. Максимович, 1949, 1955)**

Геогидродинамические зоны	Карстовые воды		
	известняков	гипсов и ангидритов	солей
	Гидрохимические формации		
Верхняя	Гидрокарбонатная	Сульфатная	Хлоридная
Средняя	Сульфатная	Хлоридная	Хлоридная
Нижняя	Хлоридная	Хлоридная	Хлоридная

Гидрохимические фации карстовых вод приведены в таблице 13.

Таблица 13

**Гидрохимические фации карстовых вод  
(Г. А. Максимович, 1955)**

Гидрохимические формации	Гидрохимические фации	Минерализация в мг/л	Количество объектов, в которых наблюл. данные фации	Число анализов	Местонахождение объекта (и – источник, о – озеро)
HCO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub> -Ca-SiO <sub>2</sub>	288	1	1	и. р. Тура
	HCO <sub>3</sub> -Ca-SO <sub>4</sub>	33-454	23	28	и. Кизеловский р-н, и. Цхалтубо
	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg	43-392	19	27	и. Кизеловский район, и. заповедник «Зауралье», и. Цхалтубо
	HCO <sub>3</sub> -Ca-Cl	83-217	3	3	и. Кизеловский район
	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca	27-585	9	11	и. Кизеловский район, и. Кисловодск.
	HCO <sub>3</sub> -Cl-Na	2056-4352	3	3	ии. Запорожские (Кубань), о. Провал (Пятигорск)
SO <sub>4</sub>	SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca	141-2359	7	7	и. Кизеловский район, скважина Хилово
	SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Cl	1530	1	1	и. Арчман (Копет-Даг)
	SO <sub>4</sub> -Ca-HCO <sub>3</sub>	150-2690	8	12	и. Кизеловский район, о. Кунгурская пещера, и. Сергиевский (Куйбышевская область)
	SO <sub>4</sub> -Ca-Mg	240-717	9	23	и. Кизеловский район
	SO <sub>4</sub> -Na-Cl	2770	1	1	Бахарденское озеро-пещера (Копет-Даг)
	SO <sub>4</sub> -Ca-Cl	135-2902	4	6	и. Кизеловский район, и. р. Чанты- Аргун
Cl	Cl-Na-HCO <sub>3</sub>	142-11000	4	4	ии. Запорожские (Кубань), и. Мацеста
	Cl-Na-SO <sub>4</sub>	3992	1	1	Скважина Талги
	Cl-Na-Ca	4183-10865	3	3	и. скважина Мацеста, и. Южно-Дербентский (Кубань)
	Cl-Na-K	в %% 29,6	1	1	и. Бонневиль (каменная соль)
	Всего 16 гидрохимических фаций	27 мг/л – 29,6%	97	132	

В пределах одной водоносной зоны в карстовых пустотах и трещинах могут быть различные гидрохимические фации. Это обусловлено большой скоростью движения вод в крупных карстовых пустотах и малой в узких трещинах.

Интересное исследование формирования химического состава карстовых вод выполнено К. А. Горбуновой (1961). Она изучала воды карбонатного карста Уфимского плато, которые движутся на восток в сторону территории, сложенной гипсами. При переходе вод из карбонатных отложений в сульфатные состав их закономерно изменяется.

Главные компоненты карстовых вод определяются составом карбонатных и сульфатных карстующихся пород.

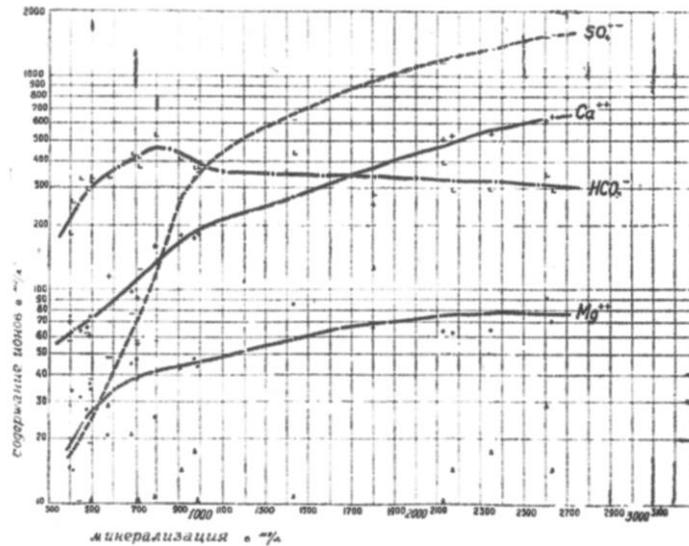


Рис. 5. График зависимости содержания основных ионов от общей минерализации карстовых вод (по К. А. Горбуновой, 1961).

Основными катионами являются Ca и Mg, анионами  $\text{HCO}_3$  и  $\text{SO}_4$ . Соотношение этих компонентов изменяется с увеличением минерализации. Это положение наглядно иллюстрирует рис. 5, на который нанесены результаты химических анализов карстовых источников. На графике по вертикальной оси откладывается содержание главных ионов в мг/л в логарифмическом масштабе, а по горизонтальной — минерализация в обычном масштабе в мг/л. Кривые содержания главных ионов показывают их поведение при увеличении минерализации. Точки пересечения соответствуют определенным величинам минерализации и разграничивают разные типы вод.

Уточнение количественной оценки каждого типа воды и выявление роли сульфат-иона в формировании их состава показывает рис. 6. На нем по вертикальной оси откладывается содержание сульфат-иона, по горизонтальной — общая минерализация в мг/л, значками показаны типы воды.

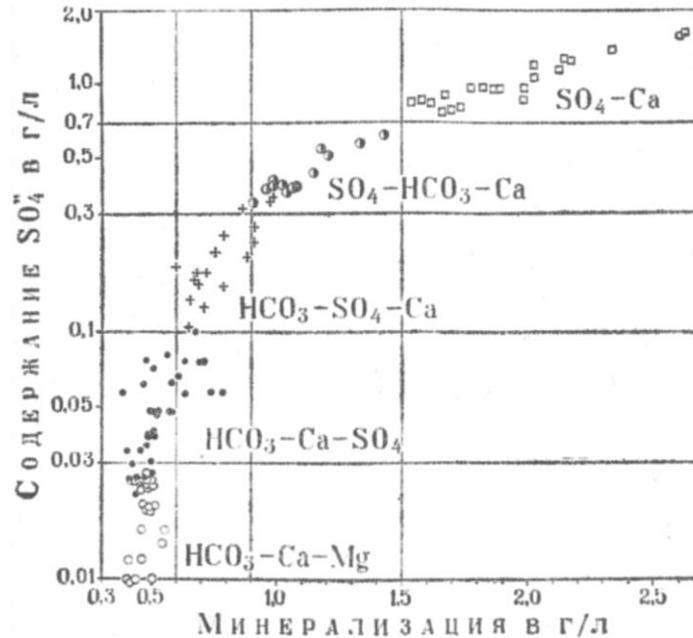


Рис. 6. Изменение состава карстовых вод в зависимости от содержания сульфат-иона и общей минерализации (по К. А. Горбуновой, 1961).

При построении графика использовано 130 химических анализов карстовых рек и родников. График позволяет сделать вывод, что каждый тип воды или гидрохимическая фация характеризуется определенными пределами минерализации и содержанием сульфат-иона.

	I	II	III	IV	V
	$\text{HCO}_3$	$\text{HCO}_3$	$\text{HCO}_3$	$\text{SO}_4$	$\text{SO}_4$
	Ca	Ca	$\text{SO}_4$	$\text{HCO}_3$	Ca
	Mg	$\text{SO}_4$	Ca	Ca	( $\text{HCO}_3$ )
О. М. мг/л	400–580	400–800	600–1000	900–1500	1500–2700
$\text{SO}_4$ мг/л	Менее 27	22–100	100–350	330–700	700–1600

Римскими цифрами обозначены типы воды. По вертикали расположены преобладающие компоненты в порядке их убывания в мг/л. Внизу указаны пределы минерализации и содержания сульфат-иона в мг/л для каждого типа.

I тип свойственен карбонатным породам (мергелям, доломитам, известнякам). II тип встречается в карбонатных, частично загипсованных породах. Выщелачивание их приводит к увеличению в воде содержания как карбонатов, так и сульфатов кальция. III и IV типы характеризуются дальнейшим увеличением минерализации за счет выщелачивания сульфатов кальция. Часть карбонатов кальция, как менее растворимых, при повышении минерализации выпадает из источников в виде туфов. Содержание гидрокарбонатного иона уменьшается. V тип развит в сульфатных отложениях. Преобладающими являются сульфатный и кальциевый ионы, образующие более растворимые соединения, чем карбонаты и бикарбонаты кальция.

М. Г. Валяшко отмечает, что накопление кальция в растворе ограничивается растворимостью его карбонатов и бикарбонатов. Приведенные графики показывают, что для карстовых вод гипсов увеличение содержания кальция ограничивается растворимостью сульфатов кальция.

С. А. Дуров, исследовавший генезис ионно-солевого состава карстовых вод, приходит к выводу, что основная масса сульфатов образуется в зоне окисления сульфидов. Растворение гипса дает сульфатов в 3–7 раз меньше, чем зона окисления.

Приведенные данные показывают, что формирование солевого состава карстовых вод карбонатных и сульфатных отложений обусловлено только выщелачиванием карбонатов и сульфатов. Этот процесс приобретает специфические черты в различных географических зонах.

Химический состав карстовых вод эпизодически изменяется по географическим зонам. Солевой баланс (И. П. Герасимов, 1936) находит свое выражение в разнообразии гидрохимических фаций карстовых вод известняков.

В районах, где воды гипсового и соляного карста питают грунтовые или другие, это сказывается на химическом составе последних.

Такое явление было установлено в Кишертско-Суксунском районе гипсового карста в Пермской области (Г. А. Максимович, К. А. Горбунова, 1960). Район с. Усть-Кишерть находится в зоне преобладания грунтовых вод гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций (Г. А. Максимович, 1955).

В д. Зуево и на северо-запад от нее появляется поле сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций. Ниже по грунтовому потоку по правому и левому берегам р. Кишерть выделяется поле гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевых вод. Остальная часть с. Усть-Кишерть находится в поле преобладания гидрокарбонатно-кальциево-сульфатной гидрохимической фации (рис. 7.).



Рис. 7 Схематическая карта гидрохимических фаций грунтовых вод с. Усть-Кишерть.

1. Поле  $\text{HCO}_3\text{-Ca-SO}_4$  гидрохимических фаций.
2. Поле  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$  гидрохимических фаций.
3. Поле  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$  гидрохимических фаций.
4. Колодцы.
5. Колодцы, сильно загрязненные.

Таким образом, от деревни Зуево, то есть от места подтока сульфатных карстовых вод, к р. Сытве вниз по грунтовому потоку наблюдается следующая смена гидрохимических фаций:  $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$ ,  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$ ,  $\text{HCO}_3\text{-Ca-SO}_4$ .

Воды сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации, имеющие высокую минерализацию и значительное содержание сульфат-иона, не пригодны для питьевого водоснабжения.

Л. А. Шимановский (1958) показал, что в районах, где аллювиальные отложения подстилаются пермскими

породами с залежами каменной соли, грунтовые воды обладают повышенным содержанием хлоридов. Это обусловлено растворением соли коренного ложа или подтоком карстовых вод.

На составе карстовых вод эпизодически сказывается и деятельность человека. Сточные воды городов и промышленных предприятий вносят нитраты и другие компоненты, изменяющие гидрохимический облик. Воды ряда источников, вытекающих из карбонатно-кальциевых известняков в Кизеловском районе, относятся к сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевой, сульфатно-кальциево-гидрокарбонатной, сульфатно-кальциево-магниевой, сульфатно-кальциево-хлоридной гидрохимическим фациям. Такой гидрохимический облик, по-видимому, зависит не от геогидродинамической зоны, а обусловлен кислыми рудничными водами.

Приведенные данные показывают, что химический состав карстовых вод зависит от состава карстующихся пород, географической и геогидродинамической зон, деятельности человека. На других второстепенных факторах мы не останавливаемся. В целом еще сравнительно мало материалов для познания химического состава карстовых вод. Необходимо дальнейшее изучение карста и его вод.

### Подземная химическая или карстовая денудация

Подземная химическая денудация карстовых областей, или сокращенно карстовая денудация – это слой карстующихся пород, который выносится в год с площади карстующегося массива. Он выражается в микронах. Определяют карстовую денудацию делением выносимого родниками объема растворенных веществ на площадь. Особенность ее заключается в том, что большая часть выносимого вещества обусловлена ростом подземных пустот, а не понижением поверхности карстового массива.

Карстовая денудация Горного Крыма при выносе в год  $17300 \text{ м}^3$  с площади  $490 \text{ км}^2$  будет 35,3 микрона. Для участка Девий-Ветлан Ксенофонтовско-Нырбского карстового района Пермской области (Г. А. Максимович, К. А. Горбунова, 1958) при площади  $172 \text{ км}^2$  (Д. В. Рыжиков, 1954) она будет 33,4 микрона.

К. А. Горбунова (1960) подсчитала денудацию для одного из участков карбонатного карста Уфимского вала площадью в  $336 \text{ км}^2$  – 12,7, а для участка гипсового карста Кишертско-Суксунского района площадью  $60 \text{ км}^2$  – 117 микронов.

Пока это первые известные нам единичные подсчеты автора и К. А. Горбуновой. Необходимо накопление данных о карстовой денудации по другим районам СССР.

### Скорость развития карста

Гидрогеологические и гидрохимические исследования позволяют кроме карстовой денудации подсчитать скорость развития или активность карста. По предложению Н. В. Родионова (1950) активность карстового процесса можно выражать количественно отношением (в процентах) объема растворенной породы, выносимой подземными водами из какого-либо карстового массива за определенный отрезок времени, к общему объему карстующихся пород. Это отношение он назвал степенью или показателем современной активности карстового процесса.

Показатель современной активности карста Н. В. Родионов выражает формулой:

$$A = \frac{v}{V} \cdot 100$$

где  $v$  – объем растворенной породы, выносимой подземными водами из карстового массива.

$V$  – общий объем карстующихся пород.

Н. В. Родионов, а за ним и другие исследователи этот показатель подсчитывают за тысячелетие.

Приведем опубликованные в литературе данные о численных величинах показателя активности карста в % за тысячелетие.

Карст карбонатных отложений		
Кавказ, Сочинский район	0,49	(Н. В. Родионов, 1950)
Крым, Чатыр-Даг	0,15–0,20	(Н. В. Родионов, 1950)
Горный Крым	0,8	(Н. В. Родионов, 1958)
Уфимский вал	0,016	(К. А. Горбунова, 1960)
Р-н Балтийского моря	0,002	(Н. В. Родионов, 1961)
Средняя Азия, Алайский хребет, полупустынный район	0,0001	(Н. В. Родионов, 1950)
Карст мела		
Бассейн р. Сев. Донец, мело-мергельные отложения	0,27	(Н. В. Родионов, 1958)
Карст гипса		
Башкирская АССР	1,65	(Г. Г. Скворцов, 1955)
Кишертско-Суксунский район, Пермская обл.	0,8	(К. А. Горбунова 1960)

Для карста соли эти показатели, вероятно, еще больше.

По величине активности карста в % за тысячелетие карстовые районы могут быть разделены на следующие классы:

класс	A
1 чрезвычайная	>10
2 очень большая	10–1
3 большая	1–0,1
4 значительная	0,1–0,01
5 малая	0,01–0,001
6 очень малая	0,001–0,0001
7 незначительная	<0,0001

Пермский государственный университет.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бернар О. Северная и Западная Африка, ИЛ, М., 1949. Болотина Н. М. и Соколов Д. С. Карст района Витебских порогов. Бюлл. Моск. общ. исп. природы, отд. геол., № 4, 1954.
- Василевский П. М. и Желтов П. И. Гидрогеологические исследования горы Чатыр-Даг в 1927 году. Тр. ВГРО, в. 142, М.-Л., 1932.
- Васильев А. А. и Шейн П. С. Карстовые явления в Кизеловском районе. В кн. Угленосные отл. зап. скл. Урала, стр. 185–203, 1932.
- Великанов М. А. Гидрология Суши. Гидрометеониздат, 1948.
- Владимиров Л. А. О режиме карстовых вод Западной Грузии. Изв. Всес. география, о-ва, т. 89, № 1, стр. 65–67, 1957.
- Владимиров Л. А. О карстовых водах Грузии и влиянии их на режим стока рек. Тр. Геогр. о-ва Груз. ССР, т. IV, стр. 161–180.
- Влодавец В. И. О паро-гидросольфатермальных месторождениях в вулканических областях Идли. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, стр. 109–129, 1955.
- Володько И. Ф. К методике лабораторного изучения движения подземных вод в трещиноватых породах. Гидрогеол. и инженерная геология, № 8, М.-Л., 1941.
- Гатальский М. А. Применимость формулы Дюпюи при расчете движения подземных вод в трещиноватых и закарстованных породах. Советск, геол. № 35, 1948.
- Гатальский М. А. Карст силурийских и ордовикских карбонатных пород Прибалтики. В сб. геол. и геохимия 1 (7), стр. 213–227, Л., 1957.
- Гвоздецкий Н. А. Карст. Москва, 1954.
- Гевирц М. И. Карст восточного склона Среднего Урала. Нижний Тагил, 1959.
- Герасимов И. П. О географических типах солевого баланса и формах солеобмена в коре выветривания. Проблемы физ. географии, т. 3, стр. 31–32, 1936.
- Горбунова К. А. К характеристике Ключевского участка Кишертско-Суксунского карстового района. Уч. зап. Пермского ун-та, т. 14, вып. 1, стр. 9–13, 1959.
- Горбунова К. А. Подземная химическая денудация и активность карста восточной части Уфимского вала. Доклады геологического факультета. Уч. зап. Пермского ун-та, т. 20, вып. 1, стр. 15–20, 1960.
- Горбунова К. А. Формирование карстовых брекчий восточного крыла Уфимского вала в свете гидрогеологических данных. Геология и разведка. Изв. ВУЗ, № 10, стр. 89–92, 1960.
- Горбунова К. А. К вопросу формирования химического состава карстовых вод. Химическая география, вып. 1, стр. 59–63, Пермь, 1961.
- Дерягин Д. В. Свойства тонких жидких слоев и их роль в дисперсных системах (выпуск 1). Всесоюз. совещ. НИТО, М., 1937.
- Добрынин Б. Ф. Физическая география Западной Европы. Учпедгиз, М., 1948.
- Жапарханов С. Об условиях формирования и режиме подземных вод в верхних частях бассейна реки Шерубай-Нуры. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., стр. 61–67, 1961.
- Зайцев И. К. Вопросы изучения карста СССР, Госгеолгиздат, М.-Л., 1940.
- Игнатович Н. К. О региональных гидрогеологических закономерностях в связи с оценкой условий нефтеносности. Сов. геол., № 6, стр. 69–82, 1945.
- Иованович П. Запруженный карст. Сборник радовепосвечек И. Цвийичу, стр. 175–197, Београд, 1924.
- Каменский Г. Н. Основы динамики подземных вод. Госгеолгиздат, 1943.
- Каменский Г. Н. Гидродинамические основы прогноза режима грунтовых вод. Тр. лаборатории гидрогеологических проблем, т. 26, стр. 145–156, 1960.
- Каменский Г. Н., Толстихина М. М., Толстихин Н. И. Бассейны трещинно-карстовых вод. Гидрогеология СССР, стр. 55, Госгеолтехиздат, М., 1959.
- Кейльгак К. Подземные воды. ОНТИ, М.-Л., 1935.
- Ковалевский В. С. Некоторые закономерности влияния климатических факторов на режим подземных вод. Разведка и охрана недр № 12, стр. 36–43, 1960.
- Коноплянцев А. А. О некоторых закономерностях в химизме подземных вод хребта Кара-Тау. ДАН СССР, т. 53, № 1, стр. 65–66, 1946.
- Краснопевцев Н. Д. К вопросу гидрогеологии карста юго-западной части Донецкого бассейна. Мат. ЦНИГРИ, сб. 3, стр. 6–8, 1934.
- Крейтер В. М. Рудный карст. Явления оседания. Поиски и разведка подземных ископаемых, стр. 100–164, 1940.
- Крубер А. А. Гидрография карста, М., 1913.
- Крубер А. А. Карстовая область горного Крыма. Гидрография карста, стр. 160–168, 1915.
- Куканов В. М. Минеральные воды Мацесты. В книге «Сочи», стр. 42–50, Краснодар, 1958.
- Ланге О. К. Карстовые воды. Подземные воды СССР, часть 1, стр. 54–64, изд. МГУ, 1959.
- Левен Я. А. Пещеры верховья р. Маглан. Изв. Всесоюз. географического об-ва, т. 72, в. 2, стр. 268–275, 1940.
- Линдгрэн В. Минеральные месторождения, в. II, стр. 123, 1934.
- Лыкошин А. Г. Многолетняя мерзлота в долине р. Уфы. Природа № 1, стр. 115, 1952.
- Лыкошин А. Г. Трещины бортового отпора. Бюлл. МОИП. отд. геологии, т. 28, стр. 53–69, 1953.
- Лыкошин А. Г. Основные вопросы и методы инженерно-геологических исследований карста в связи с гидро-энергетическим строительством. Изв. высш. уч. завед., Геология и разведка № 1, 1959.
- Лыкошин А. Г. Некоторые гидродинамические закономерности развития карста в платформенных областях. Землеведение, т. 5 (45), стр. 173–189, 1960.
- Люжон М. Плотины и геология, 1936.
- Макаренко Ф. А. Труды Сочинской бальнеологической экспедиции Института геологических наук АН СССР, т. III, 1937–1939.
- Макеев З. А. Карст и вопросы подземного стока. Докл. Пермской карстовой конференции, 1947.
- Макеев З. А. О глубинном распределении и передвижении подземных вод. Тр. лабор. гидрогеол. пробл., т. 3, стр. 28–33, 1948.
- Максимович Г. А. Основные типы миграции воды на Земле. Природа № 2, стр. 33–35, 1943.
- Максимович Г. А. Зональность почвенных, грунтовых, речных и озерных вод и гидродинамические зоны. ДАН СССР, т. 58, стр. 831–834, 1947.
- Максимович Г. А. Основы учения о гидрохимических фациях. Сборник памяти академика С. А. Зернова, стр. 13–26, 1948.
- Максимович Г. А. Основы учения о гидрохимических фациях. Гидрохимические материалы, т. 18, стр. 75–85, 1950.
- Максимович Г. А. О скорости миграции воды на Земле. ДАН СССР, т. 96, № 4, стр. 803–804, 1954.
- Максимович Г. А. Химическая география вод Суши, гл. 8. Гидрохимические фации карстовых вод, стр. 199–214, Географгиз, М., 1955.
- Максимович Г. А. Гидродинамические зоны и основные типы стока подземных вод карста. Тез. докл. совещ. по изучению карста в Москве, в. V, стр. 3–7, 1956.
- Максимович Г. А. Подрусловые пустоты и вопросы корреляции террас и горизонтальных карстовых пещер. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 11, в. 2, стр. 15–26, 1957 а.
- Максимович Г. А. Основные типы гидродинамических профилей областей карста карбонатных и сульфатных отложений. ДАН СССР, т. 112, стр. 301–304, 1957 б.
- Максимович Г. А. Корреляция речных террас и горизонтальных карстовых пещер. Тр. комиссии по изуч. четвертич. периода АН СССР, т. 13, стр. 243–252, 1957 в.
- Максимович Г. А. Районирование карста СССР. Доклады Четвертого Всеуральского совещания по физико-географическому и экономико-географическому районированию, Пермь, 1958.

- Максимович Г. А. Основные типы и модуль подземного стока карстовых областей. ДАН СССР, т. 128, № 5, стр. 1039–1041, 1959.
- Максимович Г. А. Карст. Знание, М., 1960.
- Максимович Г. А. Плотность карстовых воронок и устойчивость закарстованных территорий. Геология и разведка, Изв. ВУЗ №7, стр. 118–125, 1961.
- Максимович Г. А. Гидродинамические зоны карстовых вод и основные типы подземного стока. Специальные вопросы карстологии (Труды совещания по изучению карста), стр. 18–31, изд. АН СССР, М., 1962.
- Максимович Г. А. и Голубева Л. В. К характеристике гидрохимических фаций карстовых вод. Доклады конференции по химической географии вод. Пермь, 1949.
- Максимович Г. А. и Горбунова К. А. Карст Пермской области. Пермь, 1958.
- Максимович Г. А. и Горбунова К. А. Подземные воды с. Усть-Кишерть и их загрязнение. Доклады 5 Всеуральского совещания по географии и охране природы, стр. 1–8, Пермь, 1960.
- Максимович Г. А. и Хейнсалю Ю. Новый тип гидродинамического профиля в Эстонской карстовой области. Изв. АН Эстонской ССР, сер. технич. и физико-матем. наук, т. 8, № 3, стр. 207–208, 1959.
- Маруашвили Л. И. Новости Абхазского карста. Спелеология и карстология, стр. 129–134, МОИП, М., 1959.
- Молоков Л. А. Исследование состава и свойств заполнителя карстовых полостей в неогеновых известняках Причерноморской впадины. Вест. МГУ, № 4, стр. 161–165, 1959.
- Овчинников А. М. Минеральные воды. Госгеолгиздат, М.-Л. 1947.
- Овчинников А. М. Общая гидрогеология. Госгеотехиздат М., 1955.
- Ог Э. Геология, т. 1, 1933.
- Огильв и А. Н. Мацеста. В кн. Естественные производительные силы России, т. 4, Полезные ископаемые, вып. 40, Минеральные воды. Пг, 1918.
- Пармузин Ю. П. Вопросы карстологии Сибири. Изв. Всесоюзного географического общества, об-ва, т. 86, № 1, стр. 34–49, 1954.
- Печеркин И. А. Шахтные воды Кизеловского каменноугольного бассейна. Гидрогеологический сборник № 1, стр. 79–92. Тр. Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, вып. 48, Свердловск, 1960.
- Плотников Н. И. Подземные воды рудных месторождений. Металлургиздат, М., 1957.
- Погребов Н. Ф. О результатах гидрогеологических исследований, произведенных с целью выяснения вопроса о возможности снабжения Петербурга так называемой ключевой водой. Тр. II съезда деятелей по прикладной геологии и разведоч. делу в 1911 в СПб, 1913.
- Потёмкин М. П. Австралия. Учпедгиз, М., 1950.
- Принц Е. Гидрогеология. Сельхозгиз, М.-Л., 1933.
- Принц Е., Кампе Р. Гидрогеология, т. II, Сельхозгиздат, М., 1937.
- Прихотько Г. Ф. Микроклиматические наблюдения в карстовой пещере Кавказского побережья. Вопросы карста на юге Европейской части СССР, стр. 77–97, Изд. АН УССР, 1956.
- Рыжиков Д. В. Природа карста и основные закономерности его развития. Тр. Горно-геол. ин-та Уральского филиала АН СССР, вып. 21, М., 1954.
- Саваренский Ф. П. Гидрогеология. ОНТИ, НКТП СССР, М.-Л., 1935.
- Седов В. И. Инженерно-геологические условия и карстовые явления района Черемховского промышленного комбината. Тр. МГРИ им. С. Орджоникидзе, № 6, 1937.
- Семихатов А. И. Гидрогеология, Сельхозгиз, М., 1954.
- Славянов И. Н. О некоторых малоизвестных минеральных источниках Кубанской области, Л., 1928.
- Смирнов А. А. О применении метода естественного электрического поля в районе Кунгурской ледяной пещеры. Вст. МГУ № 2, сер. геол. и геогр., стр. 195–200, 1958.
- Соколов Д. С. Условия фильтрации через закарстованные известняки Белорецкого водохранилища. Карстология № 4, стр. 15–22, Пермь, 1948.
- Соколов Д. С. Основные условия развития карста. БМОИП, отд. геол., т. 26, в. 2, стр. 25–49, 1951.
- Сулин В. А. Условия образования и основы классификации природных вод, в частности вод нефтяных месторождений. Изв. АН СССР, отд. технич. наук, № 9, стр. 961–962, 1945.
- Тихомиров Н. К. Значение карста в гидрогеологии, родные богатства недр земли на службу соц. стр-ву, сб. 7, ОНТИ, М.-Л., 1934.
- Троянский С. В. О законах движения подземных вод в закарстованных породах. Тезисы докладов карстового совещания, вып. 7, стр. 22–25, М., 1956.
- Троянский С. В. и др. Общая и горнорудничная гидрогеология. Госгортехиздат, Стр. 148–150, М., 1960.
- Устинова Т. И. Условия конденсации атмосферной влаги в пещерах восточной части Крыма. Тезисы докладов на совещании по изучению карста, вып. 8, стр. 3–6, М., 1956.
- Чуринов М. В. Формирование подземных вод юго-западной части главной гряды Крымских гор. Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии, сб. 16, стр. 44–60, 1959.
- Шимановский Л. А. Подземные воды сельскохозяйственных районов юго-востока Пермской области и возможности их использования, стр. 3–52, Пермь, 1958.
- Шимановская И. А., Шимановский Л. А. Гидрогеологические условия и источники водоснабжения сельскохозяйственных районов Пермской области в пределах северной части Уфимского плоскогорья. Вопросы водоснабжения сельского хозяйства в районах Урала и Зауралья. Госгеолтехиздат, М., 1956.
- Шитиков В. Ф. Гидрогеологические исследования в районе Хилловских минеральных источников. Известия Всесоюзного геологоразведочного объединения, в. 66, стр. 33, 1932.
- Якушева А. Ф. Карст и гидротехническое строительство. Карстология № 4, стр. 3–13, Пермь, 1948.
- Якушева А. Ф. Карст палеозойских карбонатных пород на Русской равнине. Ученые записки Московского ун-та, т. 3, вып. 136, 1949.
- MarGe 1 E. A. L'évolution souterraine, Paris, 1908.
- Peirret B. et Roques H. Notes spéléologiques sur le massif de Ger, réseaux du Valentin (Basses – Pyrénées). Ann. Spéléol., 14, № 3–4, pp. 293–321, 1959.
- Rhoades R., Sinacori M. N. Pattern of Ground-Water and solution. J. Geol., 49, № 8, p. 785–794, 1941.
- Schulz G. Farbversuche an Quellen im Muschelkalkgebiet bes oberen Neckartals. Gas-und Wasserfach, 95, № 12, s. 376–380, 1954.
- Trombe F. Traité de spéléologie, Paris, 1952.

Г. А. Максимович

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОГЕОЛОГИИ КАРСТА

Наличие движущейся воды является обязательным условием появления и развития карста. В результате движения карстовых вод возникает водообмен. Количественно интенсивность его характеризуется коэффициентом водообмена, представляющим отношение годового расхода всех карстовых источников и вод, разгружающихся непосредственно в реки, озера или моря, а также другие водоносные горизонты, к общему объему подземных вод карстующегося массива или его части.

Численная величина коэффициента водообмена зависит от водопроницаемости пород, условий дренажа и питания карстовых вод, климатических условий и других факторов.

В карстующихся массивах, вследствие затухания трещиноватости с глубиной, наблюдается известная вертикальная зональность интенсивности водообмена. Наиболее интенсивный водообмен имеет место при расчлененном рельефе. Он развивается в сфере дренирующего воздействия на карстовые воды гидрографической сети, озерных и морских бассейнов. На глубине 30—50 м ниже тальвегов речных долин интенсивность водообмена уменьшается.

### Гидродинамические зоны карстовых вод

В карстовых районах, при наличии долин магистральных транзитных рек (рис. 1) или находящихся на берегах морей, возможны следующие гидродинамические зоны (Г. А. Максимович, 1952, 1956).

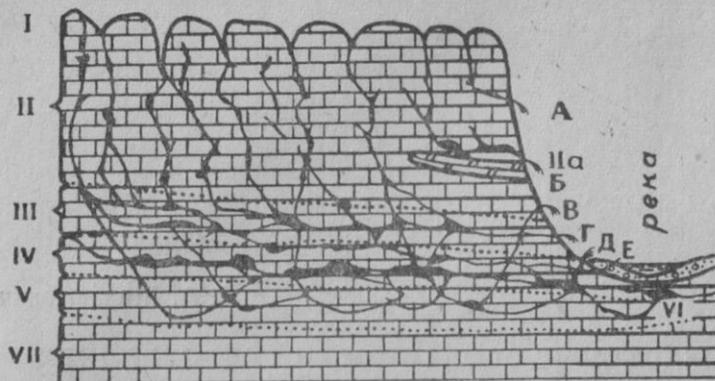


Рис. 1. Схема гидродинамических зон карстового массива, прорезанного рекой (Г. А. Максимович, 1958).

I—Зона поверхностной циркуляции, II—Зона вертикальной нисходящей циркуляции, IIa—Подзона подвешенных вод на местных водоупорах, III—Зона колебания уровня карстовых вод или переходная, IV—Зона горизонтальной циркуляции, V—Зона сифонной циркуляции напорных вод, VI—Зона поддолинной или подрусовой циркуляции, VII—Зона глубинной циркуляции.

Карстовые источники зон циркуляции: А—вертикальной нисходящей, Б—подвешенных вод, В—Д—сифонной, Г—переходной, Е—разгрузка вод зоны горизонтальной циркуляции в речные отложения.

I. Зона поверхностной циркуляции. Вода здесь стекает по поверхности карстового массива, образуя в условиях средиземноморского типа карста карры, ложбины, а для всех других типов конусообразные расширения понор и карстовых воронок, коррозионно-эрозионные воронки. Эти же воды расширяют устья карстовых шахт, превращая их в пропасти. В карстовых воронках, где понор заилен, стекающие по поверхности воды образуют постоянные или временные озера, питающиеся атмосферными осадками и тальми снеговыми водами.

II. Зона вертикальной нисходящей циркуляции. Это зона периодической циркуляции И. К. Зайцева (1940) или зона аэрации Д. С. Соколова (1951). Здесь периодически после выпадения осадков или таяния снега происходит движение воды вниз по вертикальным трещинам и пустотам. Мощность зоны определяется толщиной карстующихся пород, рельефом и климатом. На слабо расчлененных возвышенных участках с

равнинным рельефом она составляет 30—50—100 и более метров, а в горных районах, в зависимости от мощности карстующейся толщи, обычно сотни метров и иногда достигает 1—2 км.

В пределах этой зоны возможно наличие подзоны II-а подвешенных карстовых вод на участках развития местных водоупоров в виде менее карстующихся пород. Часто это прослойки кремнистых известняков. Этим обусловлено наличие источников, вытекающих на склонах значительно выше уровня воды транзитных рек или дна карстовых котловин и полей. Они наблюдаются в Абхазии, на Балканах, в Киренаике и во многих других карстовых областях. Вместо эффектных водопадов Кавказа, Динариды и Триполитании, когда воды подвешенного горизонта низвергаются в долины из канала, находящегося на высоте десятков метров, при менее расчлененном рельефе встречаются карстовые водотоки, текущие на разных уровнях. Так, например, в среднем течении в долине р. Ирени, левого притока р. Сылвы (бассейн р. Камы), карстовые воды дренируются карстовыми полостями в гипсах. На правом берегу карстовые водотоки (р. Тураевка и другие) текут на более высоком уровне по десятиметровой туюской пачке известняков, где она полностью нарушена коррозией.

В горных странах при отмирании подвешенного горизонта наблюдаются весьма малобитные источники. Нами отмечены они в районе Гагр при подъеме на Мамздышку.

III. Зона колебания уровня карстовых вод (переходная) с чередованием вертикальной и горизонтальной циркуляции за счет сезонных колебаний уровня карстовых вод. При подъеме уровня здесь, как и в нижележащей зоне, с которой она сливается, наблюдается горизонтальное движение в направлении дрены. При спаде она включается в вышележащую зону вертикальной циркуляции.

Амплитуда колебаний уровня карстовых вод или мощность переходной зоны в разных карстовых областях различна. По данным А. А. Крубера (1913) для источника Биюк-Карасу в Крыму она составляет 12—15 м, источника Воклюз — 24 м, колодцев Шампани (карст мела) — 19 м, некоторых других карстовых источников Франции — 30—60 м, а в Требичском гроте (восточнее г. Триеста) — 80—100 и даже 109 м (А. Н. Семихатов, 1954). На восточ-

ном склоне Урала мощность переходной зоны составляет в Алапаевско-Каменской карстовой области 0,5—2 и реже 3 м, что указывает на сильную закарстованность известняков (М. И. Гевирц, 1959). По Н. И. Плотникову (1957) амплитуда годовых колебаний уровня карстовых вод достигает 20—25 м (Казахстан) и даже 30—40 м (Урал).

Мощность переходной зоны зависит от климатических условий, от количества выпадающих осадков, рельефа и степени закарстованности. Она уменьшается по мере увеличения закарстованности и роста объема подземных карстовых пустот. Нижняя граница зоны изменяется по многолетним (брюкнеровским и другим) периодам.

Ниже переходной находится ряд зон, характеризующихся в основном полным насыщением трещин и пустот карстовыми водами.

IV. Зона горизонтальной циркуляции отличается свободным стоком безнапорных вод к магистральным речным артериям или окраине карстующегося массива.

V. Зона сифонной циркуляции с каналами в виде перевернутого сифона уже характеризуется напорными водами, которые движутся от водораздельных пространств в подрусловые каналы магистральных рек. В условиях русского и средневропейского типов карста воды несут из понор, карстовых воронок и каналов обломочный материал, который заполняет подрусловые пустоты, а из трещин путем растворения пород в их стенках образуются новые карстовые полости. В горных районах с отсутствием магистральных речных долин воды каналов зоны сифонной циркуляции разгружаются на окраине карстующегося массива в виде наземных, а на морских берегах частично в виде подводных источников.

При наличии магистральных речных артерий зоны вертикальной нисходящей, переходной, горизонтальной и сифонной циркуляций составляют поперечный сток (З. А. Макеев, 1947). В продольном профиле магистральной речной артерии подрусловые пустоты образуют VI зону поддолинной, или подрусловой циркуляции (Рис. I. VI). Она имеет одну из важных особенностей циркуляции подземных вод в карстовых районах.

Если карстующаяся толща большой мощности и распространена значительно ниже дренирующей район транзитной речной артерии, то при несколько замедленной

глубинной эрозии и преобладании боковой, по обоим берегам реки наблюдаются лишь долины временных потоков (овраги, балки, лога). Дно их обычно усеяно карстовыми воронками с открытыми и несколько заиленными понорами, в которые стекают или фильтруются талые и дождевые воды. Временные потоки только в весеннее время и при сильных ливнях достигают речной долины. Вода, попавшая в поноры, по большей части не дает источников по берегу реки (долина реки Сылвы на территории б. поведника «Предуралье», ниже д. Частые). Источники во многих случаях появляются только тогда, когда местность испытывает поднятие, и глубинная эрозия вскрывает расширенные карстовыми водами трещины и пустоты, а также за счет наличия рассмотренных ранее местных водоупоров.

Первоначально предполагалось, что карстовые воды, стекающие по долинам временных потоков, фильтруются в аллювий поймы и русла главной реки и потому не обнаруживаются на поверхности в виде источников. Затем необходимо было объяснить наличие карстовых воронок на поймах рек. Они наблюдаются в области гипсового карста вблизи р. Чусовой, на пойме рр. Чусовой и Камы, на р. Сылве в Кишертском районе, на р. Уфе у с. Охлебинино и во многих других районах. Подсчет показал, что карстование происходило под толщей пойменного аллювия в карстующейся породе, ниже руслового аллювия.

В результате разбуривания речных долин при проектировании плотин и железнодорожных мостов, а также для водоснабжения, было установлено, что многие реки в гипсовом и известняковом карсте обладают подрусловыми пустотами, часто с карстовым потоком (табл. 1).

Кроме конкретных данных, приведенных в таблице 1, в литературе имеются и более общие сведения. Так, например, Ю. П. Пармузин (1954) для Сибири указывает: в русле и на островах р. Ангары в кембрийских доломитах имеются провалы, заполненные аллювием и обломочным материалом. Подрусловой карст известен и в кембрийских известняках Алдана.

Э. От (1933) упоминает, что русло подземных рек может опускаться ниже уровня речной эрозии. Р. Жоли еще в 1936 г., приводя данные о наличии пустот на 59 м ниже р. Неске, на 18 м под р. Иби и на 36 м под р. Ироль (Ардеш), указывал, что не может объяснить это явление.

Вначале, когда обнаружили подрусловые пустоты,

Подрусловые (и поддолинные) пустоты некоторых рек в карстовых районах

№№ п/п.	Река и створ. Возраст пород	Глубина пустот, м	Вертикальн. размеры пустот, м	Заполненные или незапол- ненные пустоты	Наличие подрусло- вого потока	Источник
1	2	3	4	5	6	
<b>I. Известняковый карст</b>						
1	р. Уфа, Бело- рецк (силур)	20—50 ниже по- верхности террас или 0—40 ниже аллювия	1—2 и более	Частично запол- ненные глиной, щебнем, песком и галькой	Имеется	Д. С. Соколов, 1948, стр. 17—21
2	р. Уфа, с. Павло- во (артинские отложения)	44—46 ниже уре- за воды  27—32	до 2  0,3  1	Заполнены час- тично песком и галечником  Не заполнена (провал инстру- мента)  Заполнена су- глинком	Нет данных  .  .	К. И. Маков
3	р. Клязьма, ниже г. Коврова (верх- некаменноуголь- ные отложения)	Ниже аллювия; 26 случаев 7—20, 10 сл. 20—30, 4 сл. 30—38	Нет данных	Заполненные и незаполненные	.	А. Ф. Якушова, 1949, стр. 101—102
4	р. Ай у г. Зла- тоуста (девон)	9,1—9,25; 13,7— 13,8; 25,8—25,9	0,1—0,15	Незаполненные	Имеется	Ф. Ш. Булатов
5	р. М. Кизил (нижний карбон)	до 70	Нет данных	.	Имеется	К. И. Маков
6	р. Губашка	20	.	.	Имеется	А. А. Васильев и П. С. Шеин, 1932
7	р. Кипучая Кри- ница (Донбасс)	более 50	.	.	.	Н. Д. Краснопевцев, 1934
8	р. Келасури (Абхазия)	68 под рекой	Пещера	.	.	Л. И. Марушвили, 1959
9	р. Теннесси и др. (США)	Ниже речного дна, средн. 3—25, макс. 5—68	Среднее 0,0—3,44, макс. 0,24—20	Заполнены и не заполнены	Имеется и отсутств.	А. Ф. Якушова, 1949, стр. 103
10	Кастильон де ла Плана, Испа- ния (мел)	Не известны	Нет данных	.	.	М. Люжон, 1936, стр. 14
11	Монте Хаке, Ан- далузия (юра)	.	.	.	.	Там же, стр. 15
12	Камараза, Испа- ния (ср. юра)	.	.	.	.	.
13	р. Эро, Франция (юра)	.	.	.	.	.

№№ п/п.	Река и створ. Возраст пород	Глубина пустот, м	Вертикальн. размеры пустот, м	Заполненные или незапол- ненные пустоты	Наличие подрусло- вого потока	Источник
1	2	3	4	5	6	7
14	Домодоссола, мрамор	Не известны	Нет данных	Заполнены и не заполнены	Имеется и отсутств.	М. Люжон, 1936. стр. 15
<b>II. Гипсовый карст кунгурских отложений</b>						
15	р. Уфа, район г. Уфы	Ниже уреза воды 41—42	1,73	Не заполнены	Нет данных	К. И. Маков
		45—50	3,86	.	.	
		42—43	0,4	.	.	
16	с. Богородское	Ниже базиса эрозии в данном сечении	Нет данных	Не заполнены	Имеется	З. А. Макеев, 1947
17	р. Белая, с. Ох- лебино	Свыше 30	.	.	Пустоты водоносн.	К. И. Маков
18	р. Чусовая, р-н устья	Ниже уреза воды 13—32	7,65. площ. 50 м. кв.	.	Имеется	Г. А. Максимович
		"	5. площ. 65 кв. м.	Заполнен.	Нет	Г. А. Максимович
		23—38	плещ. 84 кв. м.	Не заполнен.	Имеется	Г. А. Максимович

		.	100 м <sup>2</sup>	Заполнен	Нет	Г. А. Максимович
19	р. Сытва у Кун- гурской пещеры	17—24	—	Не заполнен.	Имеется	И. М. Переслегин, А. А. Смирнов, 1958
20	р. Сытва	Ниже уреза воды 13—14, кровля гипса	0,7	Не заполнен.	Напорная вода	Г. А. Максимович
		16—16,6 и 20,5—21,5	0,6 и 1	Заполнен	Нет	
		23,2—24,4	1,4—1,9	Не заплн.	Поглоще- ние воды	
		19,3—25,4	5,7	Заполнен	Водонасы- щенный песок	

которые были либо заполнены аллювием, либо содержали карстовые воды, предполагали, что это только явление древнего карста. Постепенно было установлено: наряду с древним карстом в ряде случаев имеет место подрусловый поток современного карста. Иногда древние карстовые пустоты используются современным карстом.

Когда это было признано, то сопоставление с исчезающими реками привело к мысли, что наличие подруслового потока в карстовых областях представляет весьма распространенное явление. Наблюдение над исчезновением поверхностного течения у маловодных рек показало, что этот процесс зачастую происходит регрессивно (Сухая речка — Кунгурский район, р. Опаленная — Кизеловский район Пермской области и т. д.). Вначале поверхностное течение переходит в подземное у устья, а затем оно постепенно распространяется к среднему течению и, наконец, далее вверх.

З. А. Макеев (1947, 1948) в речных долинах карстовых областей ниже зоны поперечного подземного стока, ограниченной базисом карста, выделил продольный сток вниз по реке, производящий карстообразующую работу.

Следовательно, в речной долине, в русле и под ним могут иметь место следующие комбинации «этажей» стока (таблица 2).

Наличие подруслового потока, подтвержденного приведенными в таблице 1 примерами, объясняет: 1) отсутствие поверхностного стока в долинах временных потоков, стекающих в магистральную реку и не имеющих источников у устья, 2) образование карстовых воронок на пойме, 3) наличие участков реки с отсутствием поверхностного течения (исчезающие реки). При этом первые два явления связаны с гидродинамическими зонами, развитыми в направлении, перпендикулярном магистральной реке (поперечный сток — З. А. Макеев, 1947). Третье явление связано с гидродинамической зоной, развитой по направлению течения реки (продольный сток — З. А. Макеев, 1947, 1948).

Подрусловой поток в настоящее время представляет несомненно существующую категорию. Его образование, в зависимости от местных условий, может происходить двумя путями. Первый путь — это образование подруслового потока в карстующихся породах непосредственно под аллювием русла. В реках существуют не только поверхностный сток, но и сток в русловом аллювии. При

„Этажи“ стока русел речных долин  
(по Г. А. Максимовичу, 1957)

„Этажи“ Случаи	Реки некарстовых районов			Реки карстовых районов	
	на участках без аллювия в русле	с аллювием в русле	в засушл. обл. в маловодн. пе- риоды на уч. где отсут. поверхн. течение	многоводные с подруловыми потоками	на участ. где поверхн. течение исчезло и имеет- ся только под- земное
1	2			3	
Поверхн. течение в русле	Имеется	Имеется	Отсутст.	Имеется	Отсутствует
Течение в русловом аллювии	Отсутств.	Имеется	Имеется	Имеется	Отсутствует или имеется
Подруловое тече- ние в карст. породах	.	Отсутст.	Отсутст.	Имеется	Имеется

наличии под аллювием карстующихся пород вода проникает в трещины и расширяет их растворением, вследствие чего образуются подстилающие карстовые пустоты разнообразной формы непосредственно под аллювием. Это развитые в вертикальном направлении щелеобразные пустоты или различные каналы. Карстовые воды в пустотах этого рода могут быть как без напора, так и напорные. Продольный сток в подстилающих карстовых пустотах, как и в реке, обусловлен тем, что русло реки в устьевой части находится на более низких отметках, чем в любой точке нижнего, среднего и верхнего течений. Такого рода пустоты с потоком были обнаружены бурением на р. Сылве.

Однако, кроме сравнительно редких подстилающих карстовых пустот, имеются и более глубокие каналы подруслового потока, находящиеся на глубине 20—35 и до 50 м под дном реки. Данные о них приведены в таблице 1. Это типичные подрусловые потоки. Механизм их образования объясняется экспериментом, приведенным Рене д'Андримонов (М. А. Великанов, 1948). Марганцовокислый калий давал на стекле ниже дрены мазки в виде вогнутых вверх кривых. Математическая теория по этому вопросу еще не разработана. Р. Роудс и М. Н. Синакори (1941), показав подрусловое движение воды ниже дна реки, обосновали только образование горизонтальных пещер на уровне речной воды.

Таким образом, в районах, где карстующиеся породы развиты значительно ниже русла реки, могут быть три основных пути разгрузки карстовых вод в поперечной зоне сифонной циркуляции: 1) в русловой аллювий, 2) в подрусловые подстилающие пустоты, 3) в подрусловые пустоты, находящиеся на глубине 20—30, а иногда и более метров под рекой. Скорость движения здесь зависит от проницаемости пород и пропорциональна пьезометрической разности высот, деленной на длину пути.

Первый путь возможен и для грунтовых вод в некарстующихся породах. В карстующихся породах наблюдается весьма медленное движение вод, так как они фильтруются в сравнительно слабо проницаемые породы руслового аллювия. Ф. П. Саваренский (1935) указывает для песков скорость 0,05 м/сутки.

Второй путь разгрузки карстовых вод в подрусловые подстилающие пустоты может характеризоваться значительно большими скоростями порядка 0,5—1 м/сутки.

Благодаря этому, трещины в карстующихся породах, по которым протекают воды в подрусовые подстилающие пустоты, расширяются быстрее, чем те трещины, по которым проходят воды, питающие русловой аллювий. Карстовые пустоты появляются и ниже аллювия под руслом реки. Однако подстилающие карстовые пустоты не очень долговечны. В них проваливается русловой аллювий и они довольно быстро заполняются. Заполнение их происходит и за счет кластического материала, приносимого карстовыми водами из воронок на водоразделах, а также нерастворимого остатка карстующихся пород.

Как это ни парадоксально, но в наиболее благоприятных условиях для карстования находятся подрусовые каналы, отделенные от руслового аллювия некоторой толщей карстующихся пород. Здесь уже нет условий для заполнения их обрушивающимся русловым аллювием. От водораздельного пространства по трещинам и каналам на значительной глубине стекают карстовые воды.

Геофизические исследования, проведенные на р. Чусовой, показали, что под руслом в гипсах карстовые воды движутся в трещинах и пустотах со скоростью 0,55—0,7 м/сутки. При этом первая цифра была установлена на глубине 38 м, а вторая — на глубине 26 м. Нет сомнения, что помимо этих скоростей, установленных в летнее время, когда осадки не пополняли карстовые воды, в крупных пустотах в весеннее время возможны и большие скорости движения подрусовых карстовых вод. О наличии больших скоростей в подрусовых потоках свидетельствует и гипсовая хорошо окатанная галька, обнаруженная в карстовых пустотах под р. Чусовой. Она образовалась путем окатывания обломков гипса, обрушившихся из свода и стенок этих пустот.

Подрусовые карстовые пустоты не только растут и расширяются, но и уничтожаются заполнением их обломочным материалом. Из карстовых воронок на водоразделе и речных террасах через поноры и горизонтальные каналы в подрусовой поток поступают глинистые, алевролитовые и песчаные частицы, а также гравий и галечник. На р. Чусовой в подрусовых пустотах, кроме гипсовой гальки, были найдены гальки уральских пород, песок и гравий, которые попали с водораздела указанным выше путем. Этот кластический материал со временем заполняет действующие карстовые пустоты. Количество

Гидродинамические зоны карстовых массивов при наличии долин магистральных транзитных рек  
(или на берегах морей)

(по Г. А. Максимовичу, 1956)

Характер подземного стока	Гидродинамические зоны	Напор	Водный режим
1	2	3	4
<p>Поперечный сток от водоразделов к магистральным речным артериям или морям</p>	I. Зона поверхностной циркуляции	Отсутст.	Сток в карстовые понижения и речные долины после выпадения осадков и при таянии снега.
	II. Зона вертикальной нисходящей циркуляции (аэрации)	Отсутст.	Нисходящее вертикальное движение. Периодическое увлажнение.
	IIIa. Подзона подвешенных водотоков на местных водопорах или менее карстующихся породах	Отсутст.	Горизонтальное движение. Циркуляция после дождей и таяния снегов. Реже постоянная.
	III. Зона колебания уровня вод с чередованием вертикальной и горизонтальной циркуляции (переходная)	Отсутст.	Периодическая смена вертикального движения при низком уровне карстовых вод, на горизонтальное—при высоком.
	IV. Зона горизонтальной циркуляции	Отсутст.	Постоянное горизонтальное нисходящее движение.
	V. Зона сифонной циркуляции	Имеется	Постоянное движение по обособленным каналам. На водоразделе—нисходящее, а в зоне дрены—восходящее.

Продольный сток в подрусловых пустотах под магистральными артериями

Глубинный сток ниже речных долин и подрусловых пустот

VI. Зона подрусловой циркуляции магистральных рек

Имеется

Постоянное движение от более высоких точек к более низким по слабо наклонным пустотам.

VII. Зона глубинной циркуляции

Имеется

Постоянное весьма медленное движение карстовых вод по структурам в направлении базисов разгрузки континентов, морей и океанов.

воды, поступающей в них, постепенно уменьшается, и рост пустот прекращается. Так образуются заполненные карстовые пустоты. В гипсовом карсте вследствие пересыщения раствора начинают выпадать кристаллический гипс и селенит. Заполненные подрусловые карстовые пустоты обнаружены на реках Сылве, Чусовой и др.

По мере заполнения подрусловых карстовых пустот, в зависимости от местных геологических и других условий, подрусловой поток либо исчезает, либо перемещается на другой участок поперечного профиля в новые пустоты, образовавшиеся за счет выщелачивания. Так как подземный поток перемещается в горизонтальном направлении медленнее, чем меандрирующая река, то он может быть не только под руслом реки, но и под поймой и ее террасами. При сооружении плотин значительная часть аварий произошла именно благодаря тому, что воды водохранилища, устремившись в заполненные подрусловые карстовые пустоты, вымывали обломочный материал, и водохранилище либо оставалось сухим, либо произошло разрушение плотин (А. Ф. Якушова, 1948, 1949).

Подрусловой поток наблюдается не по всему протяжению рек. В местах, где (за счет фациальных изменений, строения или разрывных нарушений) карстующиеся породы под руслом замещаются некарстующимися, подрусловой поток выходит в реку или вблизи ее русла в виде восходящего источника. Этим обусловлены карстовые источники на рр. Столбовке, Моховатке (левые притоки р. Усьвы в Кизеловском бассейне), Кипучая Криница в Донбассе и многие другие. Выход в руслах при большом расходе реки и малом в подрусловом потоке может остаться и незаметным. Зимой над местом выхода более теплых подрусловых вод лед не образуется.

VII. Зона глубинной циркуляции (рис. 1, VII), ниже речных долин и подрусловых пустот характеризуется движением карстовых вод по структурам в направлении базисов разгрузки континентов, морей и океанов. Движение это обычно происходит весьма медленно и зависит от разности отметок области питания и области разгрузки, проницаемости и других факторов. Как минимум, скорость его 1,5—2 км в миллионлетие (Г. А. Максимович, 1954, 1955).

Гидродинамические зоны карстовых областей с наличием долин магистральных транзитных рек приведены в таблице 3 на стр. 18—19.

Имеется еще одна разность подземных вод, которая в карстоведении ранее недостаточно учитывалась. В горных складчатых сооружениях с современным или недавним вулканизмом карстовые явления могут быть вызваны также выщелачиванием пород восходящими глубинными термальными, углекислыми и другими водами, поступающими главным образом по разломам. В качестве примера можно привести образование пустоты, вскрытой при провале в г. Пятигорске. Находящееся на дне провала озеро и сейчас имеет связь с минеральными водами. Бахарденская пещера (Копет-Даг) с подземным озером Коу образована действием восходящих сернистых вод по разлому (Н. А. Гвоздецкий, 1954). В результате действия гидротермальных растворов в зоне тектонического разлома возникли пещеры в верхнесилурийских известняках в верховьях р. Магиан, левого притока Зеравшана (Я. А. Левен, 1940; Н. А. Гвоздецкий, 1954).

Збрашовская арагонитовая пещера в Чехословакии в районе Границкого карста на берегу р. Бечвы образована как холодными карстовыми, так и теплыми углекислыми минеральными водами. От главных ходов пещеры, которые близки к горизонтальным, отделяются вверх трубообразные ходы типа слепых понор или органных труб. Снизу, достигая уровня р. Бечвы, идут косые мешкообразные каналы. Трещины, наблюдающиеся в карстующемся массиве и уходящие далеко вглубь, местами пересекают ходы пещеры. По ним поднимаются теплые пары и углекислые минеральные воды, которые расширили эти трещины. В мешковидных ходах и глубоких коридорах имеются 8 газированных подземных озер, глубиной до 15 м. Уровень воды в этих озерах изменяется в зависимости от барометрического давления. Температура воды на дне озер достигает 20—24° С при температуре воздуха 18°. Благодаря выделению из воды содержание  $\text{CO}_2$  в воздухе достигает 36%.

В местах, где прекратилось поступление глубинных вод, наблюдаются арагонитовые сталагмитообразные «гейзеровые капельники», при отложении которых, в отличие от обычных сталагмитов, воды поступают не сверху, а снизу. Таким образом, это скорее своеобразные перевернутые сталактиты, представляющие собой конусы диаметром до 16 м и высотой 0,1—2 м, с каналом внутри и кратером. Иногда по бокам и на дне кратеров развиваются «паразитические» конусы меньшего размера.

Так появляется гейзерный сталагмит новой генерации. В одном случае, в так называемой «Пещере смерти», которая заполнена углекислым газом, на дне углекислого озера находятся «гейзеровые капельники».

Изучение родниковых валов или кратеров на месте источников, уже прекративших существование, показало, что из воды происходит выпадение минералов со следующей последовательностью: лимонит, вад, арагонит и силикокарбонат.

Глубинные, термальные и другие воды играют сравнительно небольшую роль в современном карстообразовании, но за длительную геологическую историю нашей планеты их приходится учитывать. Глубинные растворы обуславливают скопление в карстовых пустотах различных полезных ископаемых.

В последнее время выяснилась роль верхнетриасовых кавернозных известняков и трещиноватых ангидритов, как коллекторов Тосканских бороносных паро-гидросольфатермальных месторождений в Италии. Выделяющийся здесь на глубине 200—300 м пар и паро-жидкие струи с максимальной температурой в 158—240° и давлением до 6 атм. двигаются со скоростью от 175 до 470 м/сек. Горячий пар находится в смеси с углекислым газом и сероводородом. Горячая вода, находящаяся в перегретом состоянии, называется паро-жидкой (В. И. Влодавец, 1955). Она, вероятно, расширяет трещинно-карстовые коллекторы выщелачиванием.

Своеобразна и мало изучена циркуляция вод в рудном карсте. Сульфидные залежи, попавшие в обстановку выветривания, окисляются. Просачивающиеся с поверхности дождевые и талые воды, обогащенные серной кислотой, интенсивно закарстовывают известняки, которые вмещают руды. Образуется рудный карст, который иногда характеризуется весьма большими масштабами. Так, в районе Кара-Тау, Таласского Ала-Тау и Карамазара наблюдаются пещеры, имеющие объем, достигающий десятков тысяч м<sup>3</sup> (В. М. Крейтер, 1940). Рудный карст известен и в США в штатах Миссури, Канзас и Оклахома, в районе Джоплин — месторождения свинца и цинка (В. Линдгрэн, 1934). Часто мы имеем дело со следами древнего третичного и даже палеозойского рудного карста, и речь может идти о зонах циркуляции далекого прошлого.

## Формирование карстовых вод

Подземные воды карстовых районов характеризуются рядом специфических особенностей. В отличие от вод поровых коллекторов, в голом карсте они пополняются не инфильтрацией, а инфлюацией. Водопоглощающий аппарат — трещины, поноры, воронки, карстовые колодцы и шахты, сравнительно быстро отводят значительные массы атмосферных осадков и талых снеговых вод, стекающих на карстовых плато и яйлах к очагам инфлюации. Чем больше водосборная площадь каждого такого очага, тем большие объемы воды он стягивает.

Изучение формирования карстовых вод начато давно. Один из способов — это определение количества воды, поглощаемой понорами, воронками. Н. Ф. Погребов (1913) для силурийского плато в Ленинградском карстовом районе указывал, что только одна карстовая воронка близ метеорологической станции Власово весной 1906 г. во время снеготаяния поглощала воды до 2500 м<sup>3</sup>/сутки. По наблюдениям А. С. Козьменко в 1909 г. 12 июня во время ливня, продолжавшегося полчаса, в истоках р. Каменки (водосбор Красивой мечи) с площади 200 га восемью карстовыми воронками было поглощено 26100 м<sup>3</sup> воды (А. Н. Семихатов, 1954).

В Пермской области в 1953—1954 гг. в Кунгурско-Иренском и южной части Кишертско-Суксунского карстовых районах велись систематические наблюдения на 9 типичных опытных участках. Через каждые три дня в воронках фиксировалось состояние снегового покрова, а позже — колебания уровня талой воды. Для наиболее характерных воронок были построены графики колебания уровня воды.

В одной группе воронок снег исчезал без появления воды, которая по мере таяния его поглощалась открытыми понорами или находящимися ниже пещерами (Шарташская пещера). В других воронках на междуречье Сылвы — Бабки — Ирени это же явление было связано с инфильтрацией в галечно-гравийный слой, залегающий в нижней части четвертичного комплекса. Во второй группе воронок с заиленными понорами наблюдалось постепенное убывание талых снеговых вод за счет испарения и инфильтрации через отложения дна в поноры.

Второй способ определения поглощения в карстовых районах — это изучение притоков в пещерах. В Кунгур-

ской ледяной пещере такие наблюдения проводились в 1935 году.

Номер грота	Дата	Приток за 5 мин. в см <sup>3</sup>	Приток в сутки
52	14,7	744	} 0,215 м <sup>3</sup>
52	15,7	745	
52	16,7	743	
7	10,7	—	172 см <sup>3</sup>
58	9,8	—	410 см <sup>3</sup>
58	16,8	—	442 см <sup>3</sup>

Это притоки струйками. Кроме того, во многих гротах вода капает со стен или потолка. В сумме, учитывая значительную площадь, занятую пещерой с находящимися над ней воронками, получаются довольно значительные притоки. Такие наблюдения следовало бы поставить и в других пещерах.

Кроме инфлюации атмосферных осадков и талых снеговых вод в питании карстовых вод некоторую роль играют поверхностные воды исчезающих рек и озер.

Некоторое количество подземных вод карста образуется за счет конденсации. На южном берегу Крыма давно ощущается недостаток воды. Еще в средневековые делались попытки использовать для водоснабжения конденсационные воды. П. М. Васильевский и П. И. Желтов (1932) в результате работ 1927 г. определили для северной части плато Чатыр-Даг площадью 28,4 км<sup>2</sup> объем конденсационной воды — 6 млн м<sup>3</sup> в год, что дает 210 мм или расход 190 л/сек. Осадки на Чатыр-Даге составляют 1200 мм в год. Получается, что конденсация равна 17,5% осадков. Это явно сильно преувеличено.

Т. И. Устинова (1956) указывает, что на основании производившихся работ величина конденсации в Крыму определялась в 1,8—7 мм/год. Она изучала конденсацию при помощи самопишущих приборов, наблюдая за ходом температуры и влажности в трех пещерах в течение года, а в двух других — в течение летнего периода. Подсчет количества конденсирующейся влаги производился путем сравнения с насыщенным влагой воздухом и расчетом количества влаги по упругости пара. Зная объем пещер и скорость прохождения воздуха, вычислялось количество воды, конденсирующееся из 1 м<sup>3</sup> воздуха пещеры, и определялось количество влаги, конденсирующееся в каждой пещере в год.

В результате произведенных работ было установлено, что конденсация в пещерах продолжается с мая по сентябрь, причем в мае и сентябре она незначительна, а в три летних месяца наибольшая.

Для горизонтальной проекции площади разных пещер конденсация составляла от 4 до 56 мм в год.

Подсчет теоретически возможной конденсации для яйл восточной части Крыма, при объеме известняков  $258 \text{ км}^3$  и объеме пустот и трещин  $1,032 \text{ км}^3$ , показал  $3,6 \text{ мм/год}$ , что равно источнику с дебитом  $13,7 \text{ л/сек}$ .

Т. И. Устинова подсчитала объем карстовых пустот, исходя из длительности континентального периода развития яйл, равной 10 млн. лет (по И. Ефимову) и 5 млн. лет (по Н. И. Николаеву). Если условия конденсации будут такими же, как в исследованных пяти пещерах, то она составит соответственно 66 и 33 мм, что эквивалентно карстовому источнику с дебитом 250 и 125 л/сек. Эти подсчеты, основанные на экспериментальных данных, показывают, как преувеличен был подсчет П. В. Васильевского и П. И. Желтова для Чатыр-Дага (северная часть плато). Вместе с тем, они также указывают, что нельзя пренебрегать питанием карстовых вод за счет конденсации. При 1200 мм осадков в год и конденсации 33—66 мм, последняя составляет от 2,75 до 5,5%.

Б. Пьер и Г. Роке (1959) для массива Гар в Нижних Пиренеях приводят два основных источника питания подземных карстовых вод — таяние фирна и конденсация паров воды из воздуха. Они почему-то считают конденсационные воды бедными углекислотой.

На некоторых островах наблюдается поглощение морских вод понорами. Е. А. Мартель (1908, стр. 116) описывает морскую мельницу около Аргостолиона на острове Кефаллиния (Ионические острова). Морская вода постоянно течет по каналу на остров и поглощается четырьмя понорами. В 1835 или в 1833 гг. здесь была построена первая водяная мельница, использующая энергию потока, а в 1859 г. — вторая. С тех пор это явление стали называть морскими мельницами. Они имеются и на других островах Адриатики и Пелопоннеса.

В обстановке русского типа карста, при наличии покрова из водопроницаемых пород, атмосферные осадки вначале инфильтруются в пески или песчаники, а затем уже происходит их инфильтрация в карстовые поноры и трещины.

Карстовые воды могут питаться различными другими подземными водами. Во многих районах Пермской области и Башкирии грунтовые воды имеются только там, где они подстилаются глинами, заcolmатировавшими трещины в нижележащих карстующихся породах. Там, где этих глин нет или они обрушились при провале в карстовые полости, грунтовые воды стекают в карстовые.

Карстовые явления обусловлены не только водами, поступающими сверху, но и поступающими снизу (а иногда и с боков) минеральными водами. Богатые углекислотой воды с температурой  $20^{\circ}$  вызвали своеобразный карст Збрашовской арагонитовой пещеры, которую мы видели в Чехословакии. В этой пещере, находящейся в районе курорта, и сейчас подземные озера заполнены минеральной водой. В некоторых районах Венгрии также есть гидротермокарст. Бурение в районе Сочи, Мацесты и Хосты показало, что в карстовые полости по разломам снизу поступают сероводородные хлоридно-натриевые воды. В Сочи на глубине 1,4—1,5 км вода содержит до 460 мг/л сероводорода; в Хосте — 1,8—2,1 км вода содержит его до 400 мг/л при температуре на изливе  $41-46^{\circ}$  и дебите 0,8—1,7 млн. л/сутки. В Мацесте — 1,5—2 км в трех скважинах содержание сероводорода составляет 420—450 мг/л при температуре воды на изливе  $38-39^{\circ}$  и дебите самоизлива изменяющегося от 0,5 до 5,6 млн. л/сут. (В. М. Куканов, 1958). Подобные примеры можно было бы умножить.

На Волыни по П. А. Тутковскому карстовые явления обусловлены действием восходящих артезианских вод.

Боковое питание карстовых вод трещинными возможно при чередовании толщ наклонно залегающих закарстованных известняков и трещиноватых некарстующихся пород.

В некоторых районах в карстовые пустоты спускают воды промышленных предприятий.

Выше мы показали некоторые пути и источники питания карстовых вод, являющихся только своеобразным звеном на пути миграции вод нашей планеты (Г. А. Максимович, 1955).

Попытаемся подвести краткие итоги сказанному.

Карстовые воды формируются за счет следующих источников: основных, второстепенных, местных.

Основным источником питания карстовых вод являются атмосферные осадки и конденсационные воды, а в холодных зонах земного шара — талые снеговые и фирновые воды, воды ледниковые.

К второстепенным источникам относятся поступающие в некоторые карстовые массивы поверхностные воды исчезающих рек и озер, подземные воды: грунтовые, пластовые, артезианские, трещинные и другие.

Местными источниками питания карстовых вод являются более редкие и развитые в особых условиях термальные и другие минеральные воды, морские воды морских мельниц островов карстовых районов и стоки промышленных предприятий.

Приведенный перечень источников формирования карстовых вод не является исчерпывающим. Он, несомненно, будет пополняться.

#### **Соотношение гидродинамических зон поровых и карстовых вод**

В последние два-три десятилетия усилиями советских гидрогеологов интенсивно разрабатывается учение о гидродинамических зонах подземных вод или геогидродинамических зонах. Подземные воды познаются в движении, состав их зависит не только от вмещающих пород, но и от подвижности. Вводится понятие о гидрогеологических зонах. Под этим подразумевается не только степень подвижности, но и химический состав подземных вод. Следовательно, гидрогеологические зоны характеризуют скорости движения подземных вод и водообмен с земной поверхностью, а также их химический состав. Рассмотрим вначале гидродинамические, а затем и гидрохимические зоны подземных вод.

Б. Л. Личков (1933) указывал на две гидродинамические зоны выше и ниже поверхности эрозионного вреза, которая проходит через тальвеги речных и других долин. Ф. А. Макаренко (1937—1939), Н. К. Игнатович (1945), Г. А. Максимович (1943, 1947), В. А. Сулин (1945) и другие различали уже три гидродинамические зоны подземных вод.

В таблице 3 нами была приведена краткая характеристика наиболее распространенных гидродинамических зон карстовых полостей современного карста. Зона глубинной циркуляции более детально не была подразделена

на. Она включает воды не только современных, но и древних или палеокарстовых пустот. Гидродинамические зоны современного и древнего карста карбонатных отложений приведены в таблице 4. В таблице 5 дано их сопоставление с пластово-поровыми водами.

Таблица 4 показывает, что гидродинамические зоны карстовых районов обладают специфическими особенностями, которые, к сожалению, не всегда учитываются. Так, в учебнике А. М. Овчинникова (1955, стр. 225) в схеме подразделения подземных вод по условиям залегания данные о карстовых водах сводятся к следующему:

Основные типы	Подтипы
	Воды в трещиноватых горных породах (трещинные воды)
Верховодка	Воды верхнего (дренированного) этажа закарстованных массивов
Грунтовые воды	Карстовые воды массивов карбонатных пород (а также гипсов и солей*)
Артезианские воды	Воды артезианских склонов (в карбонатных толщах)

По своему положению зона II-а карстовых вод действительно соответствует верховодке. Воды в этой подзоне в большинстве районов текут только после выпадения осадков. Однако зачастую это значительные количества воды, чего нет у верховодки пластово-поровых коллекторов. Висячие водотоки встречаются в поднимающихся горных районах, где верховодки поровых коллекторов нет. На Кавказе в районе озера Рица на р. Бзыпи карстовый источник ниспадает с высоты 408 м и, будучи взят в трубы, дает на построенной напорной гидростанции 800—2000 киловатт электроэнергии (Г. А. Максимович, 1960). Ничего подобного для верховодки мы не наблюдаем.

Относить ненапорные карстовые воды к грунтовым вряд ли целесообразно. В основном это воды горизонтальной циркуляции, а она в разных районах выражена

\* У А. М. Овчинникова почему-то напечатано: „а также гипсоносных и соленосных“.

Гидродинамические зоны современного и древнего карста карбонатных отложений осадочного чехла платформ (по Г. А. Максимовичу, 1961)							Таблица 4		
Гидродинамические зоны	Зоны карстовых вод	Водный режим	Раскрытость, проницаемость зоны	Напор	Положение относ. П. Э. В.	Движение вод		Характеристика зоны	Основное направление гидрогеологического процесса
						преобладающее направление	скорость, м/год <sup>2</sup>		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
И. Инфлюации (азрации)	I. Поверхностной циркуляции	Сток по поверхности в карстовые понижения	Раскрытая, интенсивно промываемая	-	Выше	Горизонтальное по наклону к понижениям	$n \cdot 10^2 - n \cdot 10^3$	Зона инфлюации выше уровня карстовых вод. Динамические ресурсы	Активное выщелачивание и перенос растворенных веществ в глубь массива
	II. Вертикальной нисходящей циркуляции (инфлюации)	Периодическая инфлюация после дождей и при таянии снега				Вертикальное нисходящее			
С. Интенсивного локального подземного стока	IIa. Подзона висячих водотоков	Периодические и постоянные водотоки на локальном водоупоре	-	-	-	Горизонтальное	$n \cdot 10^4 - n \cdot 10^5$	Зона ненапорных вод с колебаниями уровня карстовых вод. Динамические ресурсы преобладают над статическими	Активное выщелачивание и вынос растворенных веществ в речные долины (и моря)
	III. Периодического колебания уровня карстовых вод (переходная)	Периодическое увлажнение при высоком стоянии карстовых вод				При низком стоянии — вертикальное, при высоком — горизонтальное			
	IV. Горизонтальной циркуляции	Постоянная водоносность				Горизонтальное	$n \cdot 10^4 - n \cdot 10^5$ (0,3 м/мин)		
	V. Сифонной циркуляции	Постоянные водотоки, дающие в долине восходящие источники				На водоразделах карстовых вод — нисходящее, в зоне дрены — восходящее. В общем горизонтальное по наклону и вертикальное в местах инфлюации и разгрузки	$n \cdot 10^2 - n \cdot 10^4$		
Р. Интенсивного регионального подземного стока	VI. Поддолиной (подрусловой) циркуляции магистральных рек	Постоянные водотоки под долинами, дающие восходящие источники	-	+	Ниже		$n \cdot 10^2 - n \cdot 10^4$ (1-9600 м/сут.)	Зоны напорных вод. Динамические запасы преобладают над статическими	Выщелачивание и вынос растворенных веществ к региональным очагам разгрузки
	Зоны вод палеокарстовых пустот	Постоянный водоносный горизонт				Раскрытая, промываемая	+		
З. Замедленного (затрудненного) водообмена подземных вод	VII. Глубинной циркуляции	Постоянный слабопорочный водоносный горизонт	Частично раскрытая, слабо промываемая	+	Ниже	Горизонтальное, обусловленное тектонической структурой	$n \cdot 10^1 - n \cdot 10^2$	Зоны напорных глубинных вод. Статические запасы преобладают над динамическими	Медленное выщелачивание и метаморфизм состава вод. Замена минерализованных вод за счет инфлюации на выходах более пресных
Г. Геологического весьма затрудненного водообмена подземных вод	VIII. Глубинной замедленной циркуляции	Перемещение вод постоянного водоносного горизонта в связи с неотрогическими и тектоническими движениями. Подземный сток в масштабе геология времени	Закрытая, засоляющаяся	+	Ниже	Горизонтальное чрезвычайно медленное	$n \cdot 10^2 - n \cdot 10^3$ (3,5 см/год)	Зоны ничтожной подвижности напорных вод. Обычно с огромными статическими запасами	Метаморфизм состава вод с аккумуляцией солей

<sup>1</sup> Поверхность эрозионного вреза.

<sup>2</sup> В скобках указаны данные замеров.

Обобщенный гидрогеохимический и гидродинамический разрезы платформ (по Г. А. Максимовичу, 1961)					Таблица 5	
зона и процесс	Геохимический разрез		Гидродинамические зоны	Пластово-поровые воды	Зоны карстовых вод	Основное направление гидрогеологического процесса
	гидрогеохимические зоны	обстановка				
1	2	3	4	5	6	7
Зона гипергенеза-катагенеза	ЭПИГИДРОГЕНЕЗА (подземного интенсивного выветривания)	окислительная	И. Инфильтрации и инфлюации (азрации)	1. Зона пропитывания водами поверхностных образований (почв, торфяников, руслового аллювия и др.) 2. Зона просачивания (инфильтрации), конденсации 2a. Подзона верховодки	I. Поверхностной циркуляции II. Вертикальной нисходящей циркуляции IIa. Подзона висячих водотоков	Активное подземное выветривание за счет окисления, выщелачивания и переноса растворенных веществ вглубь
			С. Интенсивного локального подземного стока	3. Зона периодического колебания уровня грунтовых и пластовых ненапорных вод 4. Грунтовые воды 5. Пластовые ненапорные воды 6. Пластовые напорные эпигенетические воды	III. Периодического колебания уровня карстовых вод (переходная) IV. Горизонтальной циркуляции V. Сифонной циркуляции VI. Поддолиной (подрусловой) циркуляции магистральных рек	Интенсивное выщелачивание в зоне выветривания. Вынос растворенных веществ в речные долины (моря)
	ГИДРОГЕНЕЗА (выщелачивания)	восстановительная	Р. Интенсивного регионального подземного стока	7. Пластовые напорные эпигенетические воды	ЗОНЫ ВОД ПАЛЕОКАРСТОВЫХ ПУСТОТ VII. Глубинной циркуляции	Сравнительно интенсивное выщелачивание с выносом растворенных веществ к региональным очагам разгрузки
			З. Замедленного (затрудненного) водообмена подземных вод	8. Пластовые напорные эпигенетические воды, замещающие и почти полностью заместившие сингенетические (илловые) или седиментационные	VIII. Глубинной замедленной циркуляции	Замедленное выщелачивание с выносом растворенных веществ к региональным очагам разгрузки
ГИДРОГАЛОГЕНЕЗА (засоления)			Г. Геологического весьма затрудненного водообмена подземных вод	9. Пластовые напорные сингенетические и палеосингенетические	IX. Древних карстовых полостей и каверн с весьма слабо подвижными рассолами	Засоление и метаморфизм вод

по-разному. В этой зоне наблюдаются регионально развитые ненапорные воды, которые А. В. Королев предложил назвать рассеянными (Н. И. Плотников, 1957), и отдельные обособленные водотоки, а по А. В. Королеву, — локальный или сосредоточенный карст.

На платформах в палеозойских карбонатных породах осадочного чехла, карстование которых началось еще в конце палеозоя или в мезозое, на некоторой глубине, при наличии соответствующих условий, может образоваться система более или менее регионально развитых сообщающихся пустот. В этом случае бурение на карстовые воды почти всегда дает положительный результат. Однако и здесь, поскольку мы имеем дело с растворимыми в воде горными породами, под землей часто происходит сливание вод в мощные карстовые потоки. На поверхность они выходят в виде исполинских источников, имеющих дебит сотни литров и до 40—50 м<sup>3</sup> в секунду.

Это происходит потому, что циркулирующая по трещинам вода, стекая к окраине карстового массива, растворяя породы, образует подземные каналы. Канал, образованный из трещины, направленной нормально к массиву, будет кратчайшим путем. Более быстрое движение воды сопровождается не только растворением, но и размыванием пола канала. Канал, тальвег которого расположен более низко, постепенно будет перехватывать воды перпендикулярных и других более высоко расположенных трещин. Увеличение массы воды в основном канале будет сопровождаться его дальнейшим ростом и углублением. Так со временем, подобно рекам на поверхности, бассейн подземного питания канала растет, и в конце концов образуется мощный карстовый источник, водосборный бассейн которого составляет значительную часть, а иногда, при одностороннем стоке, занимает всю площадь карстового массива. Создаются такие мощные карстовые источники, как Рас-Эль-Аин в Турции, среднегодовой расход которого составляет 40 м<sup>3</sup>/сек.

В горных районах, имеющих тенденцию к поднятию, особенно в альпийской складчатой зоне, мезозойские и третичные карбонатные породы карстуются еще сравнительно короткое время. Поднятие страны приводит к тому, что начавшееся в период замедления или опускания формирования водоносного горизонта прерывается новым поднятием. Результатом являются этажи горизонтальных карстовых полостей, большая мощность зоны

вертикальной нисходящей циркуляции, обособленные водотоки.

### **Основные типы гидродинамических профилей областей карста карбонатных и сульфатных отложений**

В зависимости от мощности и площади карстующегося массива, однородности слагающих его пород, наличия или отсутствия некарстующихся пластов, движений земной коры, расчлененности или нерасчлененности массива транзитными магистральными реками, элементов залегания карстующихся пород, геоморфологических, климатических и ряда других факторов наблюдается различное количество гидродинамических зон карстовых вод, изменяется их характер и распределение. Из перечисленных факторов наиболее важными являются мощность, пространственное распространение карстующейся толщи, геотектонические и геоморфологические условия, степень расчлененности рельефа и, в частности, наличие или отсутствие речных долин, эпейрогенические движения и их направление, положение карстовой области относительно морского берега, климатические условия современные и недавнего прошлого и некоторые другие.

Многообразие обстановок земной коры и соотношение перечисленных ранее факторов обуславливает не только разное количество зон циркуляции, но и различные их комбинации. Приведем некоторые основные типы гидродинамических профилей карстовых областей. Зона поверхностной циркуляции, а также переходная зона, находящаяся над зоной горизонтальной циркуляции, особо не рассматриваются, но подразумеваются.

**Тип 1.** Имеется только одна зона вертикальной нисходящей циркуляции карстовых вод. Этот тип наблюдается в карстующихся массивах, подстилаемых водопроницаемыми некарстующимися породами. Подошва известняков находится выше уровня подземных вод района. А. А. Крубер (1913, стр. 55) указывает, что для средиземноморского типа карста крымских яйл там, где известняки подстилаются конгломератами и песчаниками, лежащими на водоупорных сланцах, имеется только одна зона вертикальной циркуляции карстовых вод (рис. 2, IА). Из базальных песчаников вытекают источник Аян — исток р. Салгира, р. Альма, а из базальных конгломератов — р. Тунас.

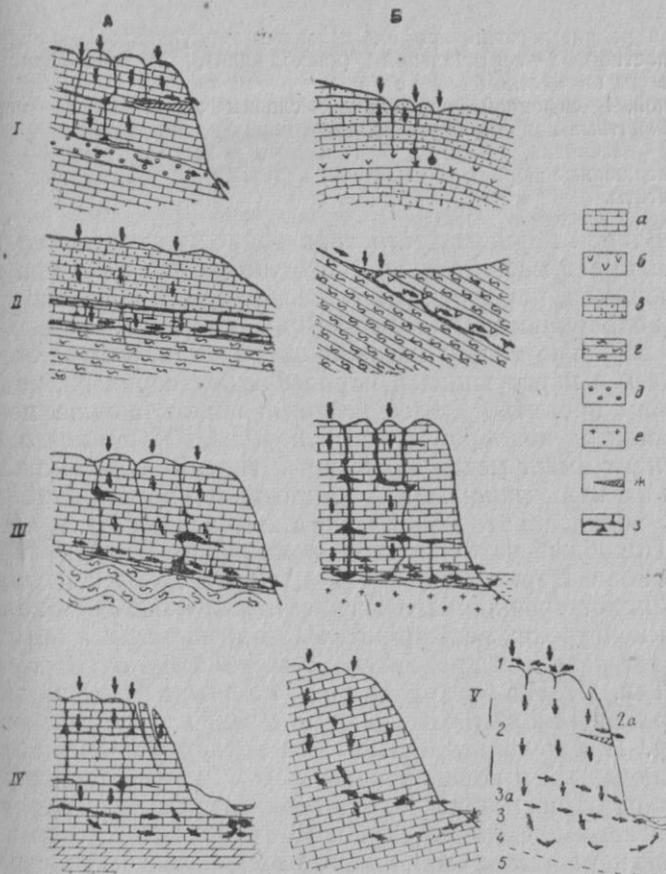


Рис. 2. Типы гидродинамических профилей карстовых областей (Г. А. Максимович, 1957).

I—Имеется только одна зона вертикальной (нисходящей) циркуляции. А—Подстилающие породы водоупорные; Б—Карстующиеся гилсы находятся в свите водопроницаемых пород. II—Имеется только одна зона горизонтальной циркуляции. А—Карстуются карбонатные породы; Б—Карстуются гилсы и ангидриты. III—Имеются зоны вертикальной (нисходящей) и горизонтальной циркуляции. А—Разгрузка на суше; Б—Разгрузка на берегу и на дне моря. IV—Имеются зоны вертикальной (нисходящей), горизонтальной и сифонной циркуляции. А—В речной долине карстовые воды разгружаются в подрусло-вые пустоты; Б—На берегу моря карстовые воды разгружаются в виде субмаринных и субэаральных источников. V—Полный

\* На рис. 1А ошибочно показаны водопроницаемые.

гидродинамический профиль с зонами циркуляции: 1—поверхностной, 2—вертикальной (нисходящей), 2а—подвешенные воды на местном водоупоре; 3а—переходной; 3—горизонтальной, 4—сифонной, 5—глубинной. Условные обозначения: 1—карбонатные породы, 2—сульфатные породы (гипс и ангидриты), 3—песчаники, 4—глины, 5—галечники и конгломераты, 6—изверженные породы, 7—местный водоупор, 8—карстовые пустоты.

Второй вариант этого типа гидродинамического разреза имеет место для русского типа карста, когда карстующиеся, почти горизонтальные породы, залегают среди водопроницаемых толщ. Вода, просачивающаяся через верхнюю толщу песчаников или конгломератов, попадает в карстующиеся породы и, растворяя их, по трещинам проникает далее вглубь в подстилающие некарстующиеся водопроницаемые породы. Чаще всего этот вариант имеет место для карста гипса. Он возможен и при наличии маломощной толщи растворимых карбонатных пород, но это менее вероятно (рис. 2, I Б).

Подобные условия наблюдаются в Предуральском прогибе в Пермской области, где в Соликамской депрессии пласт трещиноватого гипса мощностью 20 м залегает в кунгурских песчаниках. Растворение гипса обуславливает развитие провальных явлений.

**Тип II.** Наблюдается только одна зона горизонтальной циркуляции карстовых вод. При небольшой мощности некарстующейся толщи, заключенной в водонепроницаемых некарстующихся отложениях, возможна только горизонтальная циркуляция карстовых вод (рис. 2, II Б). Примеры такого примитивного гидродинамического профиля, который свойственен только русскому типу карста, известны также в Предуральском прогибе. Еще В. А. Варсанюфьева (1916) приводила их для западного крыла его в области развития кунгурских гипсов, заключенных в водонепроницаемой толще. Попавшая в месте выходов гипса вода перемещается по трещинам, выщелачивает сульфатную толщу и стекает в направлении наклона пластов. В результате образования больших пустот своды над ними обрушиваются и карст гипса получает питание поверхностными водами через провалы. Однако, и в этом случае циркуляция в карстующейся толще сохраняет примерно горизонтальное направление.

Возможен и другой вариант этого типа гидродинамического профиля, когда покрывающая некарстующаяся

толща является водопроницаемой (рис. 2, II А). Он установлен в Эмилианских Апеннингах в районе г. Фумайоло, в истоках Тибра в Италии, где на глинистых сланцах залегают известняки, перекрытые песчаниками.

**Тип III.** Имеются зоны вертикальной нисходящей и горизонтальной циркуляции. Этот тип широко развит в известняках и доломитах, гипсах и ангидритах, а также в толщах мела. Он имеет место при сравнительно малой мощности карстующейся толщи, которая подстилается водонепроницаемыми некарстующимися породами. Последние являются препятствием для развития зоны сифонной циркуляции (рис. 2, III А). Этот тип гидродинамического разреза развит в весьма разнообразных геоморфологических и геотектонических обстановках. Примером горных районов могут служить Крым и Средний Атлас в Марокко.

В Крыму там, где карстующиеся юрские известняки подстилаются водоупорными сланцами, в нижней части карбонатной толщи развивается зона горизонтальной циркуляции (А. А. Крубер, 1913).

В Северной Африке Средний Атлас представляет карстовые плато, сложенные нижнеюрскими известняками, высота которых достигает более 1200 м. Поглощенные трещинами, понорами, карстовыми воронками и шахтами атмосферные осадки вначале перемещаются почти вертикально, а затем, дойдя до некарстующихся пород, стекают горизонтально. У северного края известнякового плато вытекают источники Сефру, Мекнес, Эль-Хажеба вклюдского типа, а среди массива Азру сорок источников Ум-эр-Рбиа вклюдского типа с дебитом до 1000—1500 л/сек. Самая длинная из марокканских рек Ум-эр-Рбиа, благодаря карстовому питанию, имеет расход не менее 30—40 м<sup>3</sup>/сек., а в половодье до 1000 м<sup>3</sup>/сек (О. Бернар, 1949, стр. 131, 155).

Аналогичные условия известны для многих других карстовых плато. Например, в восточной Италии вблизи берега Адриатического моря находится безводное карстовое плато Горгано площадью около 1000 км<sup>2</sup>, сложенное меловыми и в меньшей степени юрскими известняками и доломитами. Это третичная поверхность выравнивания, высотой 800—900 м, которая в недавнее время была куполовидно приподнята и окаймлена ступенями ограниченными сбросами, с высотами 100—150 и 50 м. Поглощенные на плато воды, пройдя через зоны вертикальной

и горизонтальной циркуляции, вытекают внизу склонов обильными карстовыми источниками (Б. Ф. Добрынин, 1948, стр. 146). Подобная обстановка, по-видимому, имеет место и для карстового плато Мурдже, высотой 400—500 м, сложенного массивными, частью доломитизированными верхнемеловыми известняками.

Примером прибрежной карстовой равнины может служить находящаяся на юге Австралии и окаймляющая Большой Австралийский залив равнина Налларбор (бездревесная). Она сложена почти горизонтально залегающими третичными в разной степени кавернозными известняками юкла, характеризующимися однообразным литологическим составом. Мощность их изменяется от 147 до 275 м. Подстилают их песчаники, сланцы и глауконитовые известняки мелового возраста, которые залегают на кристаллическом докембрийском основании (рис. 2, III Б). Равнина представляет плоское плато, обрывающееся к морю уступом, высотой 100—150 м. Далее в глубь страны плато постепенно повышается до 400—450 м, образуя плоскую немного наклонную равнину. Поглощенные атмосферные осадки, пройдя зону вертикальной циркуляции в третичных известняках на границе с водоупором или в подстилающих меловых песчаниках стекают горизонтально к морю. Здесь, в основании обнажения известняков по берегу моря, выходят многочисленные источники. В таких местах от потоков восходящей пресной воды море как бы кипит (М. П. Потемкин, 1950).

**Тип IV.** Имеются зоны переходная и горизонтальной циркуляции. Это эстонский тип. Он встречен пока только в Эстонской карстовой области. Здесь глубина залегания трещинно-карстовых вод в летнее и зимнее время невелика. В большинстве карстовых районов она составляет 6—8 м и только в районе возвышенности Пандивере—15—20 м.

На большей части территории, за исключением этой возвышенности, вследствие небольшой глубины карстовых вод и малой емкости пустот, в весеннее время, а иногда и после выпадения сильных дождей, воды поднимаются почти до поверхности. Следовательно, над зоной горизонтальной циркуляции в Эстонии развита только зона колебания уровня карстовых вод, или переходная. Зона вертикальной нисходящей циркуляции практически отсутствует. Это и представляет особенность четверто-

го — эстонского типа гидродинамического профиля областей карста карбонатных и сульфатных отложений. Здесь отчетливо развиты следующие гидродинамические зоны (сверху вниз): переходная, горизонтальной циркуляции, а местами, возможно, и сифонной циркуляции.

Подземные горизонтальные полости переходной зоны залегают неглубоко — всего на 2—4—6 м. По ним и стекают воды зоны колебания уровня карстовых вод в виде многочисленных родников, действующих только в весеннее время. Имеются и постоянные карстовые источники.

Новый эстонский тип гидродинамического профиля карстовых вод обусловлен местными историко-геологическими условиями. Он может образоваться только в стране, невысоко поднятой над уровнем моря, где карстовые явления возобновились или начались недавно — до 10 тысяч лет тому назад. Такие условия и имеют место в Эстонской карстовой области, недавно поднявшейся со дна моря, покрывавшего ее в четвертичное время. Геологически короткое время карстования, уничтожение ледником большей части менее прочных древних закарстованных карбонатных толщ, сравнительно небольшая высота над уровнем моря, довольно слабая карстуемость — вот основные причины появления этого эмбрионального типа гидродинамического профиля.

На возвышенности Пандивере, где доледниковые карстовые формы более развиты, уже наблюдается другой тип гидродинамического профиля. Здесь хорошо выражена зона нисходящей вертикальной циркуляции карстовых вод (Г. А. Максимович, Ю. Хейнсалу, 1959).

**Тип V.** Имеются зоны вертикальной, горизонтальной и сифонной циркуляции. Весьма распространенный тип, характерный для мощных карстующихся толщ, развитых ниже дна рек или морей. Воды зоны сифонной циркуляции при наличии магистральных артерий разгружаются в подрусловые пустоты продольного стока (рис. 2, IV A). Образованию этой зоны в некоторой степени способствуют и трещины бортового отпора по берегам рек, установленные А. Г. Лыкошиным (1953). При отсутствии долинного расчленения разгрузка карстовых вод происходит по окраинам карстующегося массива.

Если карстовая область находится на берегу моря, то воды сифонной циркуляции питают субмаринные источники (рис. 2, IV Б). Подобные условия известны как для

карста горных складчатых областей (района Гагры на Черном море, средиземноморских карстовых областей), так и для платформ (Флорида, Юкатан и другие).

**Тип VI.** Развиты все основные зоны. Здесь, кроме зон вертикальной нисходящей, горизонтальной и сифонной циркуляции, имеется зона глубинной циркуляции (рис. 2, V). Выше этот наиболее полный гидродинамический профиль современного карста был охарактеризован в таблице 2. Отдельные зоны более подробно были также рассмотрены ранее.

Рассмотренными шестью типами, конечно, не исчерпывается все разнообразие гидродинамических профилей карстовых вод. Нами указаны только основные, которые установлены в результате изучения гидрогеологии карстовых областей. При этом в одной области может быть два и более типов профилей. Так для Крыма, по данным А. А. Крубера (1913, 1915), на участках, где известняки подстилаются конгломератами, имеется только вертикальная зона нисходящих карстовых вод, а там, где внизу лежат водоупорные таврические сланцы, две — вертикальной и горизонтальной циркуляции. И. К. Зайцев (1940), ссылаясь на В. Ф. Пчелинцева, указывает на наличие субмаринных карстовых источников вблизи южного берега Крыма, западнее Байдарских ворот. Возможно, что в этом районе гидродинамический профиль осложнен зоной сифонной циркуляции.

#### **Основные типы подземного стока карстовых областей**

Карстовые массивы, области и районы в пространстве имеют область питания или инфлюации, область подземного стока или циркуляции карстовых вод и области выхода карстовых вод на поверхность. При выходе на поверхность напорных карстовых вод А. М. Овчинников (1955) рекомендует говорить о разгрузке, а ненапорных — о стоке. При питании ими других подземных вод говорят о подземной разгрузке.

В пределах одного карстового массива имеются как напорные, так и ненапорные воды. Поэтому, по мнению автора, движение карстовых вод в пределах карстового массива лучше называть подземным стоком, а сток за пределы массива — разгрузкой. Разгрузка бывает поверхностная в виде надводных или подводных родников и подземная при питании некарстовых подземных вод.

Области питания по большей части совпадают с областями подземного стока.

В зависимости от геотектонических, геоморфологических условий и положения относительно морских берегов наблюдается различное размещение областей питания, направления перемещения и стока (разгрузки) карстовых вод. Намечается несколько гидрогеологических обстановок с различными типами стока карстовых вод.

В горно-складчатых районах, где карбонатные породы находятся на периферии и образуют массивы значительной мощности, питание происходит через трещины, поноры, воронки, колодцы и шахты, расположенные на поверхностях выравнивания.

Перемещение карстовых вод по большей части одностороннее, в направлении предгорий. Зона разгрузки имеет линейный характер (рис. 3). В приморских карстовых



Рис. 3. Типы подземного стока карстовых областей.  
I—односторонний, II—двухсторонний (а—поперечный, б—продольный), III—центробежный.

областях наблюдаются наземные и субмаринные источники. Подобные условия имеются на Кавказе в Сочинско-Гагринском карстовом районе, в Динарской карстовой области по восточному берегу Адриатического моря и во многих других.

Карстовые воды покрова платформ на берегах морей также характеризуются односторонним стоком. Это открытые бассейны карстовых вод, называемые в Австралии полубассейнами. Одним из самых больших бассейнов карстовых вод является Юкла, на берегу большого Австралийского залива, имеющий площадь около 180 т. км<sup>2</sup>. Его гидродинамические зоны были рассмотрены нами ранее (рис. 2, III Б). Подобная обстановка имеет место по восточному берегу полуострова Флорида и в других карстовых областях.

Более обычен двухсторонний поперечный сток с наличием водоразделов карстовых вод. Он наблюдается в обособленных карбонатных массивах, имеющих значительную протяженность. На платформах двухсторонний

поперечный сток характерен для структур покрова, сложенных карстующимися породами (рис. 3, II а). Он установлен автором для карстовой области Уфимского вала между рр. Иренью, Сылвой и Иргиней. Д. В. Рыжиков (1954) для карстовой области Дунай-Аах в Швабской юре показал это по данным Лемана.

В узких полосах карстующихся пород, находящихся между некарстующимися, возможен двухсторонний продольный сток (рис. 3, II б). На Северном Урале для междуречья Вагран-Калья на карте гидроизогипс показана одна южная ветвь стока в сторону р. Вагран (Д. В. Рыжиков, 1954). Двухсторонний продольный сток — весьма частое явление на восточном склоне Урала, где палеозойские крутооставленные метаморфизированные известняки образуют узкие полосы среди некарстующихся пород.

В небольших карстующихся массивах как в горных районах, так и в покрове платформ, возможен центробежный сток (рис. 3, III). Зона разгрузки на периферии массива имеет в этом случае вид овала. Подобное явление приводит П. Иванович (1924) для небольшого известнякового массива в Восточной Сербии. Центробежный сток наблюдается в Крымской карстовой области для Чатыр-Дага. Н. Ф. Погребов (1913) для вод силурийских отложений восточной части Эстонско-Ленинградской карстовой провинции (Г. А. Максимович, 1958) составил карту гидроизогипс, показывающую тот же тип стока. В Италии небольшой карстовый район Фумайоло в Эмилианских Альпах в верховье р. Тибра, где по периферии и отчасти в центре вытекает 12 источников (Е. Принц, Р. Кампе, 1937), отличается таким же типом стока. В Восточных Альпах на юго-запад от Вены имеется другой подобный небольшой карстовый район, сложенный мульдобразно залегающими верхнетриасовыми известняками, подстилаемыми водонепроницаемыми отложениями. Здесь сток центробежный к многоводным карстовым источникам на периферии (К. Кейльгак, 1935). Этот тип стока, также из триасовых известняков, известен в Апулийских Альпах в Италии, в районе карстового источника Хизачия (Е. Принц, Р. Кампе, 1937). Рассмотренные основные типы подземного стока не исчерпывают всего их многообразия. Возможны, конечно, и другие типы. Разработка этого вопроса — задача ближайшего будущего.

## Классификация карстовых районов по условиям питания, а также удаленности и особенностям зон разгрузки

По условиям питания Н. И. Плотников (1957) выделяет два типа бассейнов карстовых вод горно-складчатых областей.

**1 тип** — бассейны с постоянными поверхностными водотоками, которые являются мощными постоянными источниками питания. Наблюдается интенсивное поглощение поверхностного стока. Режим уровней карстовых вод и расходы родников тесно связаны с ходом изменения гидрогеологического режима рек в течение года (Северный и Средний Урал).

**2 тип** — бассейны, где гидрографическая сеть не имеет постоянно действующих водотоков. Поверхностные кратковременные потоки периодически пополняют карстовые воды в паводок. Происходит быстрое заполнение карстовых полостей в известняках и пополнение запасов карстовых вод. В периоды между паводками эти запасы расходуются на местный и региональный сток. Уровни вод и расходы карстовых родников отличаются большими изменениями в течение года и тесно связаны с режимом паводкового стока (Центральный Казахстан и низкогорные районы Средней Азии).

Указанными типами, без сомнения, не ограничивается все разнообразие условий питания карстовых вод. Мы уже кратко показали это. Н. И. Плотников в качестве примеров второго типа взял засушливые области Центрального Казахстана и Средней Азии, где осадки невелики, и основная роль принадлежит талым снеговым водам. Но осадки попадают не только во временные потоки, но и инфильтрируются по трещинам, а также поглощаются карстовыми воронками по всей закарстованной площади.

Сочинско-Абхазская карстовая область на Кавказе может служить примером третьего типа, где основная роль в питании карстовых вод принадлежит инфильтрации талых снеговых и дождевых вод, при небольшом участии конденсации.

Остров Кефаллиния в Греции, который мы уже упоминали, с его морскими мельницами может, вероятно, служить примером четвертого типа, где карстовые воды питаются морскими и атмосферными осадками. Карстовая область Налларбор в Южной Австралии, где преоб-

ладает ванновый рельеф и невелика роль периодических водотоков, может быть примером пятого типа и так далее. Классификация карстовых районов по условиям питания еще только начинает разрабатываться.

По удаленности и особенностям зон разгрузки карстовых вод А. Г. Лыкошин (1960) различает для платформ следующие гидродинамические типы карста речных долин и прилегающих водораздельных пространств:

I. Карст, связанный с дренирующим влиянием близких эрозионных врезов.

II. Карст, связанный с дренирующим влиянием удаленных эрозионных врезов (или других очагов разгрузки).

III. Карст, связанный с дренирующим влиянием зон тектонических нарушений, который подразделяется на 2 подтипа:

а) карст, связанный с нисходящим движением подземных вод;

б) карст, связанный с восходящим движением подземных вод.

Эти типы карста обычно встречаются одновременно, в том или ином сочетании, и только какой-то из них имеет преимущественное развитие.

#### **1. Карст, связанный с дренирующим влиянием близких эрозионных врезов**

Карст этого типа встречается в платформенных, а иногда и в пологоскладчатых (предгорных) областях, где мощные толщи карстующихся пород прорезаны глубокими речными долинами. Примером может служить карст в областях древних переуглубленных долин Волги (район Куйбышева) и ее притоков (Белая, Уфа, Ока).

В речной долине и прилегающей к ней части водораздельного плато (рис. 4) могут быть выделены участки с своеобразными условиями формирования подземных вод и их движения в зонах аэрации и переменного водонасыщения в сторону дрены: а) береговой склон с относительно большими уклонами поверхности, б) придолинная зона, начинающаяся от бровки берегового склона, с небольшим, но отчетливо выраженным уклоном в сторону долины, в) водораздельное плато, ограниченное с одной стороны линией водораздела, а с другой — условной границей придолинной зоны.

Береговой склон. Если часть толщи карстующихся пород лежит выше уровня подземных вод, то в карбонатных породах, слагающих склоны береговых массивов, движение этих вод приобретает некоторые особенности.

При неблагоприятных условиях для инфильтрации метеорных вод вследствие значительной крутизны склона, слабой водопроницаемости рыхлого покрова, отсутствия древесно-кустарниковой растительности и т. п., резко преобладает поверхностный сток, и карстовый процесс не получает существенного развития.

Если же на склоне массива коренных пород лежат рыхлые хорошо водопроницаемые образования, то даже и при относительно крутых склонах (порядка  $20-30^\circ$ ) карстование пород может происходить весьма интенсивно, особенно при наличии хорошо развитых трещин бортового отпора. Присутствие слабоводопроницаемого покрова рыхлых отложений на водоразделах и в придолинной полосе, обеспечивающего хороший поверхностный сток, в этом случае еще более усиливает процесс развития карста по этим трещинам.

Первый пример, в частности, характерен для склонов, сложенных гипсами. Последние, в случае их хорошей обнаженности или при наличии сильно водопроницаемого четвертичного покрова, должны бы интенсивно выщелачиваться, однако, зачастую они в крутых берегах речных долин образуют обнажения прекрасной сохранности, например, в нижнем течении р. Уфы.

Причиной сохранности гипсов является преобладание в них замкнутой трещиноватости, обусловленной их пластическими свойствами. Благодаря этому водопроницаемость их значительно меньше, чем крепких массивных известняков и доломитов, для которых характерны открытые трещины.

Другой и часто встречающейся причиной хорошей сохранности гипсов, а нередко и карбонатных пород, в крутых склонах долин, является положение их выше уровня подземных вод в условиях хорошей дренированности и резкого преобладания поверхностного стока над инфильтрацией (рис. 4).

В зоне береговых склонов, в начальной стадии развития карстового процесса возникают относительно большие выходные градиенты потока подземных вод по сравнению с придолинной и водораздельной зонами. По

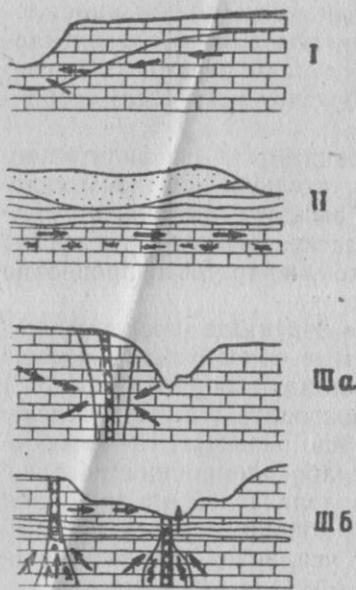


Рис. 4. Гидродинамические типы карста по А. Г. Лыкошину (1960). Карст, связанный с дренирующим влиянием: I—близких эрозионных врезов, II—удаленных эрозионных врезов (или других очагов разгрузки), III—зон тектонических нарушений: а) с нисходящим движением подземных вод, б) с восходящим движением подземных вод.

мере повышения водопроницаемости пород градиенты снижаются, и депрессионная кривая выполаживается. Область её больших уклонов постепенно все больше и больше отодвигается в сторону водораздела, характеризуя собой естественную границу распространения интенсивной закарстованности, образование которой связано с дренирующим влиянием водотока.

Иногда в области береговых склонов, в пределах зоны сезонного колебания уровня подземных вод, наблюдается повышенная выветрелость и трещиноватость пород.

А. Г. Лыкошин в долинах рр. Уфы и Волги (Самарская лука) указывает на наличие таких зон в известняках. Происхождение их он объясняет следующим образом. Впервые, попеременное смачивание и высыхание карбонатных пород приводит к растрескиванию, являю-

щемся следствием «расшатывания» молекулярных связей. Активную роль при этом, как показал Д. В. Дерягин (1937), играет расклинивающее действие водяных пленок.

Во-вторых, систематическое опреснение и повышение температуры в верхней части свободных водоносных горизонтов, заключенных в карбонатных породах, в периоды интенсивной инфильтрации метеорных вод и при паводковых повышениях уровня воды в реке. Кроме того, агрессивность подземных вод значительно возрастает в зоне, где расходуемое на растворение карбонатов коли-

чество свободной углекислоты способно восполняться из окружающего ее воздуха зоны аэрации. Именно такие условия имеются в верхней части горизонта подземных вод.

Единая направленность всех указанных агентов выветривания приводит к тому, что в зоне переменного водонасыщения или колебания уровня карстовых вод, на участках береговых склонов и в придолинной зоне иногда наблюдается своеобразная «зона подземного выветривания». По данным В. П. Седова (1937) в Приангарье к этой зоне приурочена повышенная закарстованность пород. В некоторых речных долинах это явление наблюдалось и А. Г. Лыкошиным.

Придолинная зона, включая признаки двух смежных участков, рассматривается последней.

Водораздельное плато. На водораздельных равнинных пространствах интенсивность и особенности развития карста определяются условиями инфильтрации метеорных вод. Интенсивность карстового процесса при прочих равных условиях прямо пропорциональна интенсивности инфильтрации, или отношению количества просачивающейся в породу воды к сумме осадков. Развитие карста в первую очередь зависит от рельефа местности и водопроницаемости покровных отложений, обуславливающих относительную роль поверхностного стока. Транспирация и испарение обычно играют второстепенную роль. При малой водопроницаемости покровных отложений на водоразделе карстовые процессы развиваются в основном в придолинной зоне или даже на склонах долины.

При хорошей водопроницаемости рыхлого покрова и расположении уровня карстовых вод ниже кровли карстующихся пород, движение вод в сторону дрены происходит следующим образом.

В зоне аэрации и вертикального нисходящего движения воды по трещинам происходит разработка вертикальных карстовых полостей. Наличие невыдержанного и относительно маломощного покрова рыхлых пород при дальнейшем развитии карстового процесса обычно приводит к образованию вначале суффозионных, а затем и провальных воронок. Особенно хорошо этот процесс прослеживается на плоских равнинах Уфимского плато, в нижнем течении рек Уфы и Белой (область развития нижней и верхней перми) и в нижнем течении Западной Двины (верхнедевонские гипсовые породы) и т. д.

В переходной зоне сезонного колебания уровня карстовых вод карстовые процессы носят переменный характер. В зоне полного водонасыщения воды движутся к дренам по горизонтальным путям и разрабатывают карстовые каналы, развивающиеся в основном по трещинам напластования и отдельности. Иногда развитие карста в этой зоне идет по пути образования общей, относительно равномерной кавернозности пород.

На водораздельных пространствах уклоны подземного потока и скорости движения небольшие.

В случае, если кровля карстующихся пород ниже уровня подземных вод, развитие карста протекает так же, как и в зоне полного водонасыщения.

**Придолинная зона.** Зона придолинного понижения водораздела по условиям карстообразования занимает промежуточное положение между долиной и водораздельным пространством. Благодаря большому уклону поверхности роль поверхностного стока увеличивается. Это приводит к некоторому ослаблению развития карста в зоне аэрации по сравнению с водораздельным плато. При наличии молодой овражной сети в придолинной зоне иногда в вершинах оврагов, где вскрыты карстующиеся породы, развит карст в виде поглощающих воронок.

В молодых долинах со слабо развитым карстом в зоне полного водонасыщения сохраняются гидродинамические условия водораздельного плато, т. е. преобладает горизонтальное движение подземных вод с относительно небольшими скоростями. В древних глубоких долинах с сильно закарстованными склонами именно в придолинной зоне подземные воды имеют наибольшие уклоны и поэтому здесь наиболее интенсивно выщелачиваются карстующиеся породы.

Каждому из трех охарактеризованных участков свойственны свои формы карста. А. Г. Лыкошин приводит несколько примеров.

## **II. Карст, связанный с дренирующим влиянием удаленных эрозионных врезов (или других очагов разгрузки)**

Иногда развитие карста в речных долинах не связано с существующим эрозионным врезом. Это чаще всего наблюдается, когда последний вскрывает в основном не-

карстующиеся породы (четвертичные или коренные), покрывающие карстующуюся толщу. В этих случаях, обычно, карст бывает закономерно связан с движением подземных вод в сторону удаленной дрены, которой может являться морской или артезианский бассейн или какой-нибудь другой крупный очаг разгрузки подземных вод. Выщелачивание пород происходит, как правило, при очень небольших градиентах подземного потока, т. е. в условиях медленного движения воды (рис. 4, II).

Если при наличии значительных градиентов скорости движения воды по трещинам породы во много раз превышают скорости ее движения по порам, то в рассматриваемых гидрогеологических условиях они в значительной мере сближаются. Значение трещин, как путей развития карста, по сравнению с порами породы, уменьшается. Карст развивается в виде кавернозности пород, не связанной с существующими системами трещин. Этому способствует и то, что во многих платформенных районах трещины вне зоны эрозионного влияния долины бывают преимущественно замкнутыми.

Тогда типичным проявлением карста в карбонатных породах являются каверны, скорость развития, густота распределения, размеры и форма которых зависят прежде всего от литологического и химического состава пород, их микро- и макроструктуры.

В плотных растворимых породах, в особенности в гипсах, обладающих значительно большей растворимостью, чем карбонатные породы, циркуляция воды происходит почти всецело по трещинам, вследствие чего кавернозность встречается весьма редко.

Кавернозность не является проявлением только рассматриваемого типа карста. Ее можно считать лишь наиболее характерной его особенностью.

Выщелачивание доломитов при движении воды по порам нередко приводит к образованию гнезд доломитовой муки причудливой конфигурации с поперечниками 10—12 м (Самарская лука).

В речных долинах на карст описываемого типа обычно накладывается карст, связанный с дренирующим влиянием либо самой долины, либо зон тектонических нарушений.

Карст данного типа наблюдается в нижнем течении Зап. Двины в районе Плявиньских порогов. Здесь каньонообразная долина реки, образовавшаяся в четвертич-

ное время, заложена в доломитах франского яруса верхнего девона. На протяжении нескольких десятков километров вдоль реки прослеживаются сильно кавернозные «дырчатые» слои доломитов мощностью от 2,5 до 4,5 м. Выработки показывают, что в удалении от долины на 800—1000 м степень и характер кавернозности этих слоев сохраняются теми же, что и в бортах долины. Кавернозность доломитов не связана с дренирующим влиянием современной долины.

Участок долины Зап. Двины расположен на восточном крыле Польско-Литовской впадины. Очевидно, ее западное крыло, частично срезанное морской абразией (Рижский залив), являлось областью разгрузки подземных вод, заключенных в доломитах франского яруса до вскрытия четвертичной эрозией. Здесь существовали гидродинамические условия, типичные для второго типа карста.

Аналогичный характер закарстованности в виде сильной кавернозности псковско-чудовских, а отчасти и покрывающих их шелонских слоев верхнего девона, залегающих в долине Зап. Двины в районе Витебских порогов, установлен детальными исследованиями Н. М. Болотиной и Д. С. Соколова (1954). Распределение каверн в слоях более или менее равномерное и не связано с современной долиной Зап. Двины. Образование каверн и гнезд доломитовой муки, которые являются недоразвитыми кавернами, происходило под воздействием медленной циркуляции пластовых подземных вод. Этому способствовало положение района на крыле Московской синеклизы. Процесс карстообразования развился в условиях дренирования подземных вод удаленным очагом разгрузки.

### **III. Карст, связанный с дренирующим влиянием зон тектонических нарушений**

Зоны тектонических нарушений с повышенной трещиноватостью или раздробленностью скальных пород довольно часто являются причиной развития карста, иногда очень своеобразного. Почти всегда они играют роль местных дрен подземных вод. В бортах речных долин такие зоны иногда спрямляют излучины русла и становятся дренами, отводящими подземные воды, поступающие со стороны водораздела, а при благоприятных условиях да-

же из русла реки, по кратчайшему пути в нижерасположенный участок русла (рис. 4, III).

Развитие карста определяется гидродинамическими элементами дренируемого потока подземных вод. Для свободных и напорных водоносных горизонтов они различны. В первом случае развитие карста происходит так же, как под влиянием эрозионных врезов, а во втором случае карст, развиваясь снизу вверх, создает подземные полости, иногда вызывающие обрушение вышележащих пород.

При большой мощности свободного водоносного горизонта и положении его подошвы ниже ближайшей крупной речной долины (основной дренирующей артерии), нисходящее движение подземных вод характерно только для его верхней части. С глубиной, которая зависит от интенсивности дренирования, это направление через горизонтальное постепенно переходит в восходящее, т. е. создаются условия развития III-б типа карста.

Развитие карста зависит от интенсивности дренирующего влияния описываемых зон, т. е. практически от величин выходных градиентов подземного потока в прилегающих к этим зонам породах. Эти градиенты в свою очередь зависят от водопроницаемости пород и водопроточной способности дрен. Чем выходные градиенты больше, тем выше скорости воды, а, следовательно, (при прочих равных условиях в отношении литологического и химического состава пород, их структуры и химизма подземных вод) тем более интенсивно выщелачивание пород.

Зоны повышенной трещиноватости оказывают также влияние и на формирование подземных вод, так как они часто являются очагами поглощения поверхностного стока, а в зоне аэрации — кратчайшими путями движения инфильтрационных вод. Этим обуславливается связь поверхностных форм карста (воронки, суходолы, слепые овраги и т. п.), а иногда и подземных (карстовые полости, колодцы и т. п.) с тектоническими зонами. Третий тип карста А. Г. Лыкошин подразделяет на два подтипа.

а) Карст, связанный с нисходящим движением подземных вод. Примером этого подтипа является карст одного из участков верхнего течения р. Ангары. Долина ее здесь врезана на глубину 100—115 м в полого падающие среднекембрийские доломиты и

известняки, мощность которых под ее дном превышает 100 м. Сложно и глубоко эродированная поверхность доломитов покрыта толщей юрских алевролитов, песчаников и конгломератов. В карбонатных породах развита интенсивная вертикальная и крутопадающая тектоническая трещиноватость, местами проявляющаяся в виде выдержанных зон дробления. Одно из основных ее направлений протягивается параллельно бортам речной долины. В толще доломитов заключен мощный водоносный горизонт со свободным зеркалом воды. На поверхности подземных вод выделяются депрессии, вытянутые вдоль правого и левого берегов.

Уровни воды в них располагаются на 0,5—0,8, а местами на 1,0—1,2 м ниже уровня воды в реке. На левом берегу ширина депрессии изменяется в пределах 200—2000 м. На правом она составляет 2—3 км, после чего прослеживается незначительный подъем уровня подземных вод, а затем на расстоянии 6,5 км от реки появляется новое снижение до уровня воды в реке.

По данным электроразведки, проведенной под руководством З. Г. Ященко, депрессиям поверхности подземных вод соответствуют зоны повышенной трещиноватости и разрушенности карбонатных пород. Дренирующая роль этих зон по отношению к потоку подземных вод, движущихся со стороны водоразделов и от реки, хорошо подтверждается и гидрохимическими данными.

Современному карсту, распространение которого определяется дренирующим влиянием долины р. Ангары, предшествовал доюрский карст, связанный с эрозионными формами рельефа карбонатных пород.

Установлена связь карста, и в первую очередь доюрского, с зонами повышенной тектонической трещиноватости, дренирующее влияние которых на подземные воды сказалось на протяжении обоих этапов карстообразования и, возможно, даже предшествовало им.

Карст широко распространен и отличается большим разнообразием. Наряду с крупными пещерами и каналами встречаются мелкие каверны и рыхлые выщелоченные участки доломитов.

Основную роль в формировании существующих гидрогеологических условий, важнейшей особенностью которых является наличие депрессии в поверхности подземных вод, сыграл карст, связанный с зонами повышенной тектонической трещиноватости и, по-видимому, тектони-

ческих нарушений (III-й тип карста), на который наложился карст II и, в меньшей степени, I типа.

Таким образом, зоны повышенной тектонической трещиноватости в настоящее время являются дренами подземных и русловых вод. В бортовых частях этих дрен развивается карст с закономерностями, которые свойственны бортовым частям эрозионных врезов.

б) Карст, связанный с восходящим движением подземных вод. На участке долины р. Зап. Двины, несколько ниже г. Плявиняса, который уже рассмотрен выше, наблюдается также карст, очевидно, связанный с зонами тектонической раздробленности пород. Склоны долины Зап. Двины здесь осложнены высокими террасами, врезанными в толщу доломитов в позднечетвертичное время. Ширина их около 1 км, а высота бровки в среднем около 25 км над меженным урезом реки. Террасы сложены сверху вниз доломитами даугавской свиты, на которых в виде редких пятен встречаются пестрые глины огрской свиты. Мощность доломитов около 15 м. Под ними лежит саласпилская свита, представленная глинами и мергелями, с подчиненными им прослоями доломитов, общей мощностью порядка 10 м. Ниже залегает пачка доломитов плявиньской свиты мощностью 30 м, в свою очередь подстилаемая аматской свитой, представленной мелкозернистыми песками, обычно слабо сцементированными, с небольшими прослоями песчаников, мергелей и глин (в кровле свиты); мощность ее превышает 20 метров. Русло реки заложено в доломитах верхней части плявиньской свиты.

В отложениях заключено 3 водоносных горизонта: первый (сверху) — очень маломощный со свободным зеркалом воды содержится в доломитах даугавской свиты, второй — напорный — в доломитах плявиньской свиты и третий — высоконапорный — в песках аматской свиты. На верхней террасе на протяжении нескольких десятков километров В. В. Сахаровым и Е. Н. Спрингис были установлены участки площадью до 2000 м<sup>2</sup>, в пределах которых произошли просадки коренных пород на глубину больше 70 м и достигающие кровли аматской свиты, а иногда и опускающиеся несколько ниже ее. Верхняя часть просевших, сильно раздробленных пород, в ряде случаев представлена глинами огрской свиты, залегающими на уровне нижележащей даугавской свиты. Это указывает на то, что просадки произошли до образования долины

Зап. Двины, так как на верхней террасе огрские глины, как правило, отсутствуют.

Значительная часть просадочных участков расположена четкообразно, образуя линейно-вытянутые зоны, пересекающие современную долину Зап. Двины под большими углами.

Восточное крыло Польско-Литовской впадины, на котором расположен участок, осложнено небольшими, но довольно крутыми куполообразными складками. Образование их, очевидно более позднее по времени, сопровождалось нарушениями сплошности слоев на крыльях и появлением зон повышенной трещиноватости и дробления пород. Одна из таких зон наблюдается в нескольких километрах выше по реке, на крыле Плявиньского купола.

Эти зоны играли роль дрен по отношению к горизонтам подземных вод. При разгрузке напорных вод в образовавшиеся естественные дрены в их бортах возникли значительные гидравлические градиенты, величина которых возрастала сверху вниз в соответствии с пьезометрией напорных горизонтов. Наличие этих градиентов обусловило интенсивное выщелачивание доломитов в бортах дрен и образование карстовых полостей. При обрушении пород над ними возникли просадки. Одновременно происходил, по-видимому, процесс суффозии песков аматской свиты в трещины доломитов.

В долине Зап. Двины наличие суффозионных явлений подтверждено на одном из просадочных участков положением подошвы элювиально-карстового накопления ниже кровли аматской свиты.

Четкообразное расположение участков просадок объясняется тем, что последние, видимо, происходили в местах наиболее интенсивной разрушенности пород тектонической зоны и, следовательно, наиболее активной разгрузки подземных вод.

Возникновение таких очагов разгрузки приводило к дренированию промежуточных участков, что ставило их, таким образом, в условия менее интенсивного выщелачивания.

При достижении карстовыми полостями достаточных размеров происходили обрушение и просадка вышележащих пород, сопровождающиеся дроблением доломитов и смятием глин. Таким образом, в соответствии со снижением гидравлических градиентов, карстовый процесс развивался в направлении снизу вверх.

Результаты электропрофилирования позволяют предполагать, что на исследованной территории в настоящее время имеются и «непроявленные» просадки, т. е. такие участки, на которых процесс обрушения по тем или иным причинам еще не захватил верхнюю часть разреза структурных террас и развит только на некоторой глубине от их поверхности.

Существуют и другие разновидности карста, связанного с восходящим движением подземных вод к дренам тектонического происхождения, морфология которых объясняется комплексом природных условий. К ним можно отнести «полесские окна», описанные П. А. Тутковским (1899) еще в конце прошлого века, известный пятигорский «Провал», а также некоторые источники минеральных вод Кавказа (Кисловодский нарзан и др.)

Изложенная работа А. Г. Лыкошина, основанная на изучении конкретных примеров, показывает несколько типов изменений гидродинамического профиля в горизонтальном направлении — от речных дрен и других очагов разгрузки платформ к водораздельным пространствам. Являясь развитием учения о гидродинамических зонах карстовых вод, она заслуживает всемерного использования и дальнейшей разработки.

Н. И. Плотников (1957) по условиям водообмена и стока выделяет два типа бассейнов карстовых вод горно-складчатых областей.

I группа бассейнов с относительно свободным местным и региональным подземным стоком, направленным в сторону погружения структуры. Здесь в зонах тектонического нарушения и трещиноватости наблюдаются мощные потоки карстовых вод и интенсивная закарстованность. В отдельных бассейнах в известняках формируются большие динамические и незначительные статические запасы карстовых вод. Буровые скважины имеют расход до 100—150 л/сек.

II группа замкнутых бассейнов с ограниченным подземным стоком. Преобладают статические, и незначительна роль динамических запасов карстовых вод (восточный склон Урала).

#### **Модули подземного стока.**

Количество воды, стекающей в 1 сек с 1 км<sup>2</sup> площади карстового массива, называют модулем подземного стока

или разгрузки (Г. А. Максимович, 1959). Один из первых подсчетов этого модуля для кристаллических известняков Чешской карстовой области был опубликован в 1922 г.

Модуль здесь —  $7 = 7,5$  л/сек с  $1 \text{ км}^2$ . В Ксенофоновско-Ныробском карстовом районе в Пермской области в долине р. Колвы на участке Девий-Ветлан на протяжении более 5 км наблюдается 24 карстовых источника с дебитом 2—200 л/сек. Суммарный дебит их в межень около  $2,7 \text{ м}^3/\text{сек}$ , а водосборная площадь составляет как минимум  $172 \text{ км}^2$ . Модуль подземного стока  $15,76$  л/сек.

В карстовом районе Фумайоло в Италии суммарный дебит 12 источников составляет 91 л/сек. Площадь его всего  $13 \text{ км}^2$ , а модуль стока 7 л/сек.

Дебит известного источника Воклюз на юге Франции, имеющего площадь питания карстующегося массива  $1450 \text{ км}^2$ , изменяется от 4 до  $150 \text{ м}^3/\text{сек}$ . По другим данным дебит источника не бывает меньше  $5,5 \text{ м}^3/\text{сек}$ , а годовой составляет 450—680 млн.  $\text{м}^3$  или 14271—20572 л/сек. Модуль подземного стока для карстового района Воклюз в среднем 9,8—14,2 и минимальный 2,75—3,75 л/сек. Опыт примерного подсчета для карстового плато Мардина в Турции, где вытекает источник Рас-эль-Аин—(исток р. Кхабур) с минимальным дебитом  $40 \text{ м}^3/\text{сек}$ , дает при площади  $2000 \text{ км}^2$  модуль подземного стока 20 л/сек.

Таблица 6

Модули подземного стока карстовых областей  
(по родникам)

Карстовый р-н или участок	Площадь, кв. км	Суммарный дебит, л/сек	Модуль стока, л/сек.	Источник
1	2	3	4	5
Девий Ветлан	172	2700	15,7	Г. А. Максимович (1959)
Уфимский вал	336	1109	3,3	К. А. Горбунова (1960)
Чешская к. о.	—	—	7—7,5	Г. А. Максимович (1959)
Фумайоло (Италия)	13	91	7	"

Карстовый р-н или участок	Площадь, кв. км	Суммарный дебит, л/сек.	Модуль стока, л/сек.	Источник
1	2	3	4	5
Мардина (Турция)	2000	40000	20	Г. А. Максимо- вич (1959)
Воклюз (Франция)	1450	14271—20572	9,8—14,2*	"
Дан де Кроль	3	180	60	Ж. Корбель (1959)
Берже	20	900	45	"
Пьер Сан-Мартен	10	500	50	"
Дио	10	500	50	"
Падирак	50	1000	20	"
Люир	230	7800	34	"
Кишертско- Суксунский к. р. (Пермская область)	60	827	13,7	К. А. Горбуно- ва (1960)

Полученные цифры модуля подземного стока показывают изменение его от 3 до 60 л/сек (табл. 6). Они, конечно, изменяются в зависимости от климатических, геоморфологических и геологических условий карстовых районов. Подсчет их для карстовых районов, находящихся в различных условиях, позволит установить величины средних и минимальных модулей. Эти данные могут быть использованы при проектировании водоснабжения карстовыми водами. При этом важно организовать наблюдение за дебитом карстовых источников, чтобы пользоваться не случайными данными, а среднегодовыми. Среднегодовой дебит также не постоянен, а изменяется в довольно широких пределах. Это было показано на примере источника Воклюз.

Карстовые воды вытекают не только в виде источников. В горах они частично стекают в делювий склонов, а

\* Минимальный 2,7—3,7

на равнинах в поддолинные потоки (Г. А. Максимович, 1957). В приморских карстовых областях они безвозвратно теряются в виде субмаринных источников. Таким образом, во многих случаях учет дебита источников дает модуль стока, который меньше истинного.

**Коэффициент фильтрации.** В СССР коэффициент фильтрации часто определяется при гидрогеологических исследованиях в карстовых районах. В литературе этих данных не так много. Приведем результаты некоторых определений.

Карстовый район, область	Коэффициент фильтрации, м/сутки	Литературный источник
Сухоложско-Каменский к. р., визейские известняки	2,7—5,78	М. И. Гевирц (1959)
Режевский к. р., верхнедевонские известняки	0,14—0,43	"
Невьянский к. р., палеозойские известняки	2,85	"
Район Витебских порогов, шелонские слои	200	Н. М. Болотина и Д. С. Соколов (1954)
Псковско-чудовские слои верх	10—20	"
низ	30—35	"
Причерноморская к. о., сарматские известняки		Л. А. Молоков (1959)
правый берег	11,3	
левый берег	250	
Ленинградская к. о., везенбергские известняки	7,92	М. А. Гатальский (1957)

**Скорость движения карстовых вод.** В зависимости от гидродинамической зоны, уклона, поперечного сечения потока, количества воды и других факторов карстовые воды обладают различной скоростью. В опубликованной нами сводке было показано, что скорость их изменяется от 0,75 до 25 тыс. м/сутки или п.  $10^2$ —п.  $10^5$  в год (Г. А. Максимович, 1954, 1955). Приведем данные о скорости движения карстовых вод (табл. 7).

Ф. Тромб (1952) приводит интересные данные о скорости движения карстовых вод в разных странах Европы, полученные с 1877 по 1948 гг. Они были определены путем запуска флюоресцеина, а в отдельных случаях уранина (2) и хлористого лития (3), и изменяются от 108 до 6992 м/сутки (табл. 8).

Таблица 7

## Скорости движения карстовых вод (по Г. А. Максимовичу, 1954, с дополнениями)

Карстовая область, район	Отложения, условия замера	Скорость, м/сутки	Литературный источник
Полазненско-Шалашнинский к. р.	Подрусловый поток в гипсах, р. Чусовая	0,75—1	Г. А. Максимович (1954)
Пашийско-Чусовской к. р.	Подрусловый поток, р. Семёновка	1261	Н. К. Тихомиров (1934)
Ленинградская к. о.	Подрусловый поток в нижне-силурийских известняках	9600	Г. А. Максимович (1954)
"	Нижнесилурийские известняки	26—1152	"
"	"	500—778	А. Ф. Якушова (1949)
Франция	Кавернозные известняки	24157 (1006,5 м/час)	Г. Н. Каменский (1943)
"	Известняки с пустотами	24000	Е. Принц (1937)
Ф Р Г	Известняк трещиноватый	1028—1992	"
Ф Р Г	Пленерский известняк у Падерборна	2600—7900	"
"	Известняки с мелкими трещинами	4224—6158	"
Грузия	Карстовая подземная река	17280—25920 (0,2—0,3 м/сек)	Л. А. Владимиров (1957, 1959)

55

Таблица 8

## Скорость движения карстовых вод в разных районах Европы (по Ф. Тромбу, 1952)

№ п/п	Зона поглощения	Зона выхода	Расстояние по прямой, км	Разница отметок, м	Уклон в %	Дебит в месте выхода, м <sup>3</sup> /сек	Время, час	Скорость		Год исследования
								м/час	м/сутки	
1	Исчезновение Дуная	Аах	12,5	170	1,4	очень большой	60	208	4992	1877
2	Поглощение канала Арни (Апуанские Альпы—Италия)	Поллачия	3,75	222	5,9	—	41	91,5	2196	1894
3	Река у Шкоциана (Югославия)	Тимаво	34	400	1,2	9	210	162	3888	1907
4	Исчезновение р. Ду	Ла Лу (Ду)	10	255	2,5	6,7	62	161	3864	1910
5	Тру де Торо (Испания)	исток Гаронны (старый)	4	600	15	>10	12	333	6992	1931
6	Пропасть Мартеля (Франция)	пещера Сигалер	<2	482	24	>0,5	18	>111	2664	1933
7	Пропасть Риусек (Верхняя Гаронна)	источник Голубого озера	2,5	670	27	0,2	108	23	552	1939
8	Пропасть Хеннеморт (Верхняя Гаронна)	Хешо	0,5	600	120	0,1	28	18	432	1947
9	Подземн. р. Падирак (Ло)	источник С. Георгия	11	136	1,2	0,10	2400 (100 суток)	4,5	108	1947
10	Алсон (мельница де Ларси)	источник Фо (Гар)	7	233	3,3	—	696 (29 сут.)	10	240	1947
11	Исчезновение Торе (Эро)	Усклат-де-Ба	2,5	70	2,8	0,01	336 (14 суток)	7,4	177,6	1948

95

Фактические скорости несколько больше, так как расстояния брались по прямой, а подземные пути карстовых вод более извилисты.

На Падерских источниках были получены различные скорости движения карстовых вод в июне, августе и ноябре 1897 г. (табл. 9).

Таблица 9

Скорость движения карстовых вод по данным опытов с окрашиванием кали-уранином на Падерских источниках по Шилле (Е. Принц, 1933)

Место окраски	Время	Кол-во в кг.	Подземный путь, м	Время в час.	Скорость в сутки, м
Выше Даля . .	1.6.1897	1,5	9000	32	6 750
Ниже Даля . .	3.6.1897	1,5	6600	21	7 900
Ниже Даля . .	11.8.1897	2,0	6900	60,5	2 750
Выше Даля . .	24.11.1897	—	8600	80	2 600

Скорость движения подземных водотоков зависит от того, фильтруется ли вода через покровные образования или поглощается воронками и понорами. Это видно из таблицы 10.

Таблица 10

Скорости подземных водотоков по Ле Куппэ-де-ла Форест (Е. Принц, 1933)

Место запуска индикатора	Пройденный путь, м	Характер горной породы	Кол-во протекающей воды (л/сек)	Скорость, м/сутки
Водопроницаемая почва	6000	рыхлый известняк	20	4224
	8400			6168
Поглощающая воронка	1250	известняк с пустотами	300—400	24000
Водопроницаемая почва	4750	известняк с трещинами	7—8	1028
	6006			1992

Гидравлические уклоны поверхности карстовых вод. Гидравлические уклоны поверхности

карстовых вод изменяются в широких пределах. Наибольшее значение они имеют в горных районах, испытывающих поднятие. Наименьшее — на равнинах с хорошо разработанной системой карстовых полостей. Некоторые данные об уклонах в процентах были приведены в таблице 8. В верхней Гаронне между пропастью Хеннеморт и Хешо наблюдается гидравлический уклон 600 м на 0,5 км или 120%. Наряду с этим в отечественной литературе опубликованы данные об уклонах карстовых вод платформ 0.002—0.003 для Ленинградской карстовой области, 0.001—0.01 для Самарской луки (А. Ф. Якушова, 1949), 0.001—0.008 в Алапаевско-Каменской карстовой области, в Сухоложско-Каменском районе 0.0042—0.007 и Невьянском районе на Урале 0.006—0.007 (М. И. Гевирц, 1959).

### Характер движения карстовых вод

Выше мы рассмотрели скорости движения карстовых вод, а также величины коэффициентов фильтрации и гидравлических уклонов. Какому же закону подчиняется их движение?

В большинстве учебных руководств до недавнего времени указывалось, что для карстовых вод характерно турбулентное движение, подчиняющееся закону Шези. В 1932 г. О. Леман показал, что в подземных потоках, находящихся под давлением, характер движения воды зависит от соотношения между быстротой потока и сечением канала. По его мнению, когда скорость карстовых вод становится меньше  $v = 1000 \rho : R$ , где  $v$  — скорость в см/сек,  $\rho$  — коэффициент, зависящий от  $t^\circ$ , а  $R$  — радиус цилиндра с гладкими стенками, то будет наблюдаться ламинарное движение.

Взяв цилиндрическую трубку диаметром 2 см при температуре  $5^\circ\text{C}$ , Леман подсчитал, что ламинарное движение для таких карстовых пустот наступит при скорости менее 15 см/сек. или 12950 м/сут.

По О. Леману получается, что ламинарное движение может быть только в узких, почти капиллярных, трубках и трещинах. Это мнение вполне справедливо критикует Н. А. Гвоздецкий (1954). В трещинно-карстовых коллекторах подземных вод гладкие стенки довольно редки, а корочки кальцита, песчано-глинистый материал, попав-

ший с поверхности, создают дополнительное трение и способствуют появлению ламинарного движения при меньших критических скоростях.

И. Ф. Володько (1941) предлагает учитывать влияние шероховатости стенок на движение карстовых вод. Критический градиент, при котором происходит переход ламинарного движения в турбулентное, при землистом типе излома может быть определен по формуле:  $I_{кр} = \frac{0.114}{b^{0.7} \gamma^{2.2}}$  где  $I_{кр}$  — критический градиент,  $E$  — возвышение отдельных выступов на шероховатых стенках щели над средней линией оснований выступов в мм,  $b$  — толщина щели в мм.

И. Ф. Володько подсчитал, что ламинарное движение будет при следующих условиях:

Поперечник карстового канала или ширина щели, см	Критическая скорость, при которой наступает переход ламинарного движения в турбулентное, м/сутки
10—20	8,6
3	86,4
0,5	8640
0,1—0,3	86400

Последние скорости, как показали приведенные ранее данные, в природе пока не наблюдались. С. В. Троянский (1960), также ссылаясь на И. Ф. Володько, приводит цифры в десять раз меньше.

М. А. Гатальский (1948) указывает, что для вод Ленинградской карстовой области в силурийских известняках более точные данные получаются при расчете по формуле Дарси, а не Шези. К таким же выводам пришел и С. В. Троянский (1956, 1960). В гидрогеологии вопрос о том, какому закону подчиняется движение карстовых вод, имеет большое практическое значение.

Резюмируя, можно сказать, что карстовые воды в зависимости от поперечного сечения и шероховатости пустот и трещин, уклона и температуры воды, напора и других факторов характеризуются турбулентным, ламинарным и смешанным движением, подчиняясь соответственно законам Шези, Дарси и Смрекера. При небольшом уклоне, малых скоростях движения не только в тре-

щинах, но и в полостях может быть ламинарное движение. Большие уклоны и скорости обуславливают турбулентное движение. В одном и том же массиве в узких трещинах может быть ламинарное, а в широких щелях и полостях турбулентное движение вод. В этом случае в целом, казалось бы, должно быть смешанное движение, подчиняющееся закону Смрекера. Однако С. В. Троянский (1956, 1960) показал, что для платформ в закарстованных массивах в подавляющем большинстве случаев сохраняется линейный закон фильтрации. Это связано с тем, что в массивах по пути движения карстовых вод участки с широкими трещинами и пустотами сменяются участками с очень узкими трещинами. Последние ограничивают скорость и способствуют сохранению движения по закону Дарси. Благодаря этому, в целом, в массиве движение остается ламинарным.

В местах эксплуатации карстовых вод с ламинарным движением в пределах воронки депрессии за счет повышенных скоростей может возникнуть турбулентное движение.

По гидродинамическим зонам для двух обстановок будут следующие преобладающие типы движения карстовых вод.

Зоны циркуляции	Карст покрова платформ	Карст горно-складчатых областей
Вертикальной нисходящей	турбулентное	турбулентное
Горизонтальной	ламинарное, иногда турбулентное	турбулентное и ламинарное
Сифонной	ламинарное, турбулентное	турбулентное
Глубинной	ламинарное	ламинарное

#### Амплитуда колебания карстовых вод

При характеристике переходной зоны выше мы приводили уже некоторые данные об амплитуде колебания уровня карстовых вод. Сведем их в таблицу 11.

Наибольшие значения установлены для слабо закарстованных поднимающихся горных районов, наименьшие — для сильно закарстованных платформенных областей. Климат также играет роль.

Таблица 11

Амплитуда годовых колебаний уровня карстовых вод  
(мощность переходной зоны)

Место наблюдения	Амплитуда годовых колебаний, м	Источник
Крым, Биюк-Карасу	12—15	А. А. Крубер (1915)
Крым, Байдарская котловина	34	М. В. Чуринов (1959)
Франция, ист. Воклюз	24	А. Н. Семихатов (1954)
Шампань (к. мела)	19	"
Другие карстовые районы Франции	до 30—60	"
Триест, Требичский грот	80—100	"
Силурийское плато	до 109	
	10—12	В. С. Ковалевский (1960)
	до 17	
Урал, Алапаевско-Каменский к. район	0.2—2	М. И. Гевирц (1959)
	до 3	
Урал, другие районы	30—40	Н. И. Плотников (1957)
Казахстан	20—25	"
Ц. Казахстан, Акбулак	0.2—0.5	С. Жапарханов (1961)

## Химический состав карстовых вод.

Карстовые воды—одно из интереснейших проявлений подземной гидросферы. Атмосферные осадки, а при соответствующих условиях речные, озерные и грунтовые воды, реже — морские, проникая в трещины и пустоты в растворимых горных породах, циркулируют по ним. В результате выщелачивания растет минерализация карстовых вод.

Карстовые воды по условиям распространения подразделяются на две основные разности. В одних случаях это отдельные изолированные подземные потоки, а в других — воды в системе сообщающихся трещин и карстовых пустот. Первая разность характерна для зоны вертикальной циркуляции и для некоторых участков и этапов развития зоны горизонтальной. Вторая разность развита в зоне горизонтальной циркуляции. Отдельные участки карстовых потоков и карстовых водоносных зон характеризуются различным химическим составом, что позволяет ввести понятие о гидрохимических фациях карстовых вод.

Гидрохимическая фация — это часть карстового пото-

ка или карстовой водоносной зоны, воды которых характеризуются одинаковыми гидрохимическими свойствами, определяющимися по преобладанию одних растворенных веществ (ионов, коллоидов). Гидрохимические фации объединены в группы или гидрохимические формации по первому преобладающему растворенному компоненту (Г. А. Максимович, 1955).

Химический состав карстовых вод зависит от ряда факторов. Гидрохимические фации карстовых вод определяются: химическим составом вод их питающих (атмосферные осадки, речные, озерные, грунтовые, иногда морские), составом карстующихся пород, подвижностью карстовых вод или геогидродинамической зоны, географической зоной, воздействием человека на карстовые воды и другими, имеющими меньшее значение, факторами.

Карстовые воды трех основных типов карста (известнякового, гипсового и соляного) в условиях свободной циркуляции отличны по своему химическому составу. Наименее минерализованы воды известнякового карста, большую минерализацию имеют воды гипсового и наибольшую — соляного карста. Это связано с различной растворимостью пород.

Для известнякового карста характерна гидрокарбонатная гидрохимическая формация. Она представлена гидрокарбонатно-кальциево-кремнеземной, гидрокарбонатно-кальциево-сульфатной, гидрокарбонатно-кальциево-магниевой, гидрокарбонатно-кальциево-хлоридной, гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевой, гидрокарбонатно-хлоридно-натриевой гидрохимическими фациями.

Гипсовый карст характеризуется сульфатной гидрохимической формацией. Она представлена сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридной, сульфатно-кальциево-гидрокарбонатной, сульфатно-кальциево-хлоридной, сульфатно-натриево-хлоридной гидрохимическими фациями.

Для соляного карста характерна хлоридная гидрохимическая формация. Здесь находятся хлоридно-натриево-сульфатная и хлоридно-натриево-калиевая гидрохимические фации.

Минерализация карстовых вод известняков зависит не только от состава карстующихся пород, но и от геогидродинамической зоны (Г. А. Максимович, 1947, 1948, 1950), к которой они приурочены.

В верхней зоне, где наблюдается интенсивная цирку-

ляция подземных вод, карстовые воды обычно мало минерализованы. Здесь распространена указанная ранее гидрокарбонатная гидрохимическая формация. В средней зоне происходит более медленное движение подземных вод. Минерализация их растет, и гидрокарбонатная гидрохимическая формация сменяется сульфатной или хлоридной. Это установлено для хребта Кара-Тау (А. А. Коноплянцев, 1946), Хиловских скважин (М. Ф. Шитиков, 1932). Последним свойственна сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевая гидрохимическая фация. Наконец, в нижней зоне, где движение вод почти отсутствует, будет иметь место хлоридная гидрохимическая формация, представленная солеными водами и рассолами. Так, для Мацестинских и Талгинского источников (А. М. Овчинников, 1947; А. Н. Огильви, 1918), а также Запорожских минеральных источников на Кубани (Н. Н. Славянов, 1928), характерны хлоридно-натриево-гидрокарбонатная, хлоридно-натриево-сульфатная, хлоридно-натриево-кальциевая гидрохимические фации.

У карстовых вод в гипсах и ангидритах в верхней зоне распространена сульфатная гидрохимическая формация, а в средней и нижней зонах — хлоридная, причем последней часто свойственны рассолы. Карстовые воды солей всех трех гидродинамических зон характеризуются хлоридной гидрохимической формацией (табл. 12).

Таблица 12

Гидрохимические формации геогидродинамических зон  
(Г. А. Максимович, 1949, 1955)

Геогидродинамические зоны	Карстовые воды		
	известняков	гипсов и ангидритов	солей
Гидрохимические формации			
Верхняя	Гидрокарбонатная	Сульфатная	Хлоридная
Средняя	Сульфатная	Хлоридная	Хлоридная
Нижняя	Хлоридная	Хлоридная	Хлоридная

Гидрохимические фации карстовых вод приведены в таблице 13.

Гидрохимические фации карстовых вод (Г. А. Максимович, 1955)

Гидрохимические фации	Гидрохимические фации	Минерализация в мг/л	Количество объектов, в которых наблюд. данные фации	Число анализов	Местонахождение объекта (и—источник, о—озеро)
HCO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub> -Ca-SiO <sub>2</sub>	288	1	1	и. р. Тура
	HCO <sub>3</sub> -Ca-SO <sub>4</sub>	33-454	23	28	и. Кизеловский р-н, и. Цхалтубо
	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg	43-392	19	27	и. Кизеловский район, и. заповедник „Зауралье“, и. Цхалтубо
	HCO <sub>3</sub> -Ca-Cl	83-217	3	3	и. Кизеловский район
	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca	27-585	9	11	и. Кизеловский район, и. Кисловодск.
	HCO <sub>3</sub> -Cl-Na	2056-4352	3	3	и. Запорожские (Кубань), о. Провал (Пятигорск)
SO <sub>4</sub>	SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca	141-2359	7	7	и. Кизеловский район, скважина Хилово
	SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Cl	1530	1	1	и. Арчман (Копет-Даг)
	SO <sub>4</sub> -Ca-HCO <sub>3</sub>	150-2690	8	12	и. Кизеловский район, о. Кунгурская пещера, и. Сергиевский (Куйбышевская область)
	SO <sub>4</sub> -Ca-Mg	240-717	9	23	и. Кизеловский район
	SO <sub>4</sub> -Na-Cl	2770	1	1	Бахарденское озеро-пещера (Копет-Даг)

Cl	SO <sub>4</sub> -Ca-Cl	135-2902	4	6	и. Кизеловский район, и. р. Чанты-Аргун
	Cl-Na-HCO <sub>3</sub>	1812-11000	4	4	и. Запорожские (Кубань), и. Мацеста
	Cl-Na-SO <sub>4</sub>	3992	1	1	Скважина Талги
	Cl-Na-Ca	4183-10865	3	3	и. скважина Мацеста, и. Южно-Дербентский (Кубань)
	Cl-Na-K	в % % 29,6	1	1	и. Бонневиль (каменная соль)
	Всего 16 гидрохимических фаций	27 мг/л-29,6 %	97	132	

В пределах одной водоносной зоны в карстовых пустотах и трещинах могут быть различные гидрохимические фации. Это обусловлено большой скоростью движения вод в крупных карстовых пустотах и малой в узких трещинах.

Интересное исследование формирования химического состава карстовых вод выполнено К. А. Горбуновой (1961). Она изучала воды карбонатного карста Уфимского плато, которые движутся на восток в сторону территории, сложенной гипсами. При переходе вод из карбонатных отложений в сульфатные состав их закономерно изменяется.

Главные компоненты карстовых вод определяются составом карбонатных и сульфатных карстующихся по-

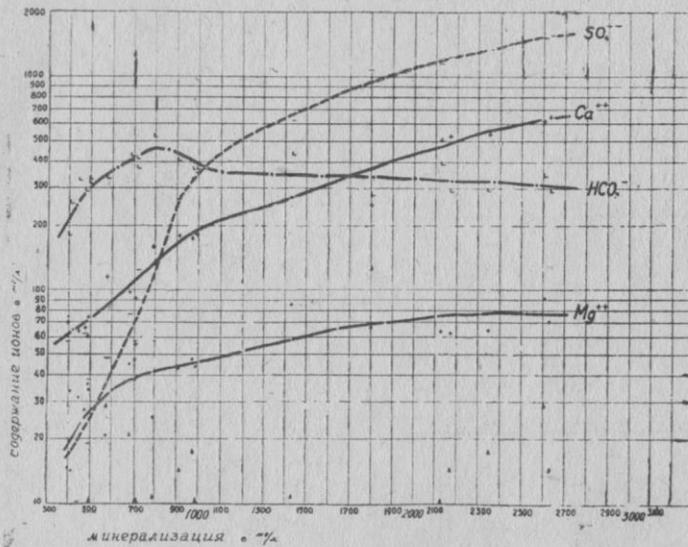


Рис. 5. График зависимости содержания основных ионов от общей минерализации карстовых вод (по К. А. Горбуновой, 1961).

род. Основными катионами являются Ca и Mg, анионами HCO<sub>3</sub> и SO<sub>4</sub>. Соотношение этих компонентов изменяется с увеличением минерализации. Это положение наглядно иллюстрирует рис. 5, на который нанесены результаты химических анализов карстовых источников. На графике по вертикальной оси откладывается содержание главней-

ших ионов в мг/л в логарифмическом масштабе, а по горизонтальной — минерализация в обычном масштабе в мг/л. Кривые содержания главных ионов показывают их поведение при увеличении минерализации. Точки пересечения соответствуют определенным величинам минерализации и разграничивают разные типы вод.

Уточнение количественной оценки каждого типа воды и выявление роли сульфат-иона в формировании их состава показывает рис. 6. На нем по вертикальной оси от-

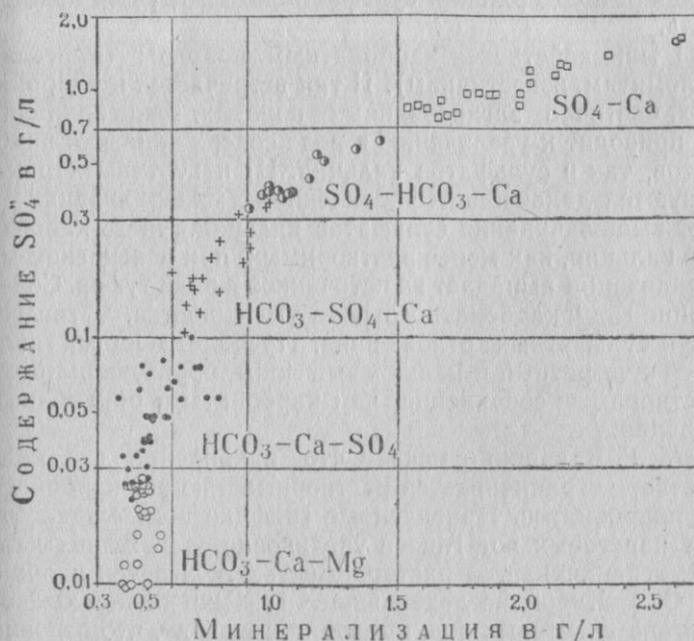


Рис. 6. Изменение состава карстовых вод в зависимости от содержания сульфат-иона и общей минерализации (по К. А. Горбуновой, 1961).

кладывается содержание сульфат-иона, по горизонтальной — общая минерализация в мг/л, значками показаны типы воды. При построении графика использовано 130 химических анализов карстовых речек и родников. График позволяет сделать вывод, что каждый тип воды или гидрохимическая фация характеризуется определенными пределами минерализации и содержанием сульфат-иона.

	I	II	III	IV	V
	HCO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	SO <sub>4</sub>
	Ca	Ca	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	Ca
	Mg	SO <sub>4</sub>	Ca	Ca	(HCO <sub>3</sub> )
О. М. мг/л	400—580	400—800	600—1000	900—1500	1500—2700
SO <sub>4</sub> мг/л	менее 27	22—100	100—350	330—700	700—1600

Римскими цифрами обозначены типы воды. По вертикали расположены преобладающие компоненты в порядке их убывания в мг/л. Внизу указаны пределы минерализации и содержания сульфат-иона в мг/л для каждого типа.

I тип свойственен карбонатным породам (мергелям, доломитам, известнякам). II тип встречается в карбонатных, частично загипсованных породах. Выщелачивание их приводит к увеличению в воде содержания как карбонатов, так и сульфатов кальция. III и IV типы характеризуются дальнейшим увеличением минерализации за счет выщелачивания сульфатов кальция. Часть карбонатов кальция, как менее растворимых, при повышении минерализации выпадает из источников в виде туфов. Содержание гидрокарбонатного иона уменьшается. V тип развит в сульфатных отложениях. Преобладающими являются сульфатный и кальциевый ионы, образующие более растворимые соединения, чем карбонаты и бикарбонаты кальция.

М. Г. Валяшко отмечает, что накопление кальция в растворе ограничивается растворимостью его карбонатов и бикарбонатов. Приведенные графики показывают, что для карстовых вод гипсов увеличение содержания кальция ограничивается растворимостью сульфатов кальция.

С. А. Дуров, исследовавший генезис ионно-солевого состава карстовых вод, приходит к выводу, что основная масса сульфатов образуется в зоне окисления сульфидов. Растворение гипса дает сульфатов в 3—7 раз меньше, чем зона окисления.

Приведенные данные показывают, что формирование солевого состава карстовых вод карбонатных и сульфатных отложений обусловлено только выщелачиванием карбонатов и сульфатов. Этот процесс приобретает специфические черты в различных географических зонах.

Химический состав карстовых вод эпизодически изменяется по географическим зонам. Солевой баланс (И. П. Герасимов, 1936) находит свое выражение в разнообразии гидрохимических фаций карстовых вод известняков.

В районах, где воды гипсового и соляного карста питают грунтовые или другие, это сказывается на химическом составе последних.

Такое явление было установлено в Кишертско-Суксунском районе гипсового карста в Пермской области (Г. А. Максимович, К. А. Горбунова, 1960). Район с. Усть-Кишерт находится в зоне преобладания грунтовых вод гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций (Г. А. Максимович, 1955).

В д. Зуево и на северо-запад от нее появляется поле сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций. Ниже по грунтовому потоку по правому и левому берегам р. Кишертки выделяется поле гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевых вод. Остальная часть с. Усть-Кишерт находится в поле преобладания гидрокарбонатно-кальциево-сульфатной гидрохимической фации (рис. 7.).

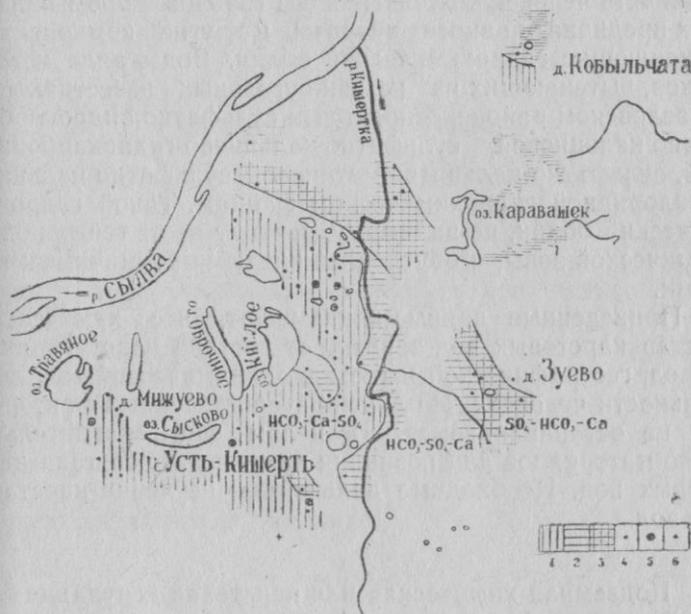


Рис. 7 Схематическая карта гидрохимических фаций грунтовых вод с. Усть-Кишерт.

1. Поле  $\text{HCO}_3\text{-Ca-SO}_4$  гидрохимических фаций.
2. Поле  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$  гидрохимических фаций.
3. Поле  $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$  гидрохимических фаций.
4. Колодцы. 5. Колодцы, сильно загрязненные.

Таким образом, от деревни Зуево, то есть от места подтока сульфатных карстовых вод, к р. Сылве вниз по грунтовому потоку наблюдается следующая смена гидрохимических фаций:  $\text{SO}_4 - \text{HCO}_3 - \text{Ca}$ ,  $\text{HCO}_3 - \text{SO}_4 - \text{Ca}$ ,  $\text{HCO}_3 - \text{Ca} - \text{SO}_4$ .

Воды сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации, имеющие высокую минерализацию и значительное содержание сульфат-иона, не пригодны для питьевого водоснабжения.

Л. А. Шимановский (1958) показал, что в районах, где аллювиальные отложения подстилаются пермскими породами с залежами каменной соли, грунтовые воды обладают повышенным содержанием хлоридов. Это обусловлено растворением соли коренного ложа или подтоком карстовых вод.

На составе карстовых вод эпизоды сказывается и деятельность человека. Сточные воды городов и промышленных предприятий вносят нитраты и другие компоненты, изменяющие гидрохимический облик. Воды ряда источников, вытекающих из каменноугольных известняков в Кизеловском районе, относятся к сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевой, сульфатно-кальциево-гидрокарбонатной, сульфатно-кальциево-магниевой, сульфатно-кальциево-хлоридной гидрохимическим фациям. Такой гидрохимический облик, по-видимому, зависит не от геогидродинамической зоны, а обусловлен кислыми рудничными водами.

Приведенные данные показывают, что химический состав карстовых вод зависит от состава карстующихся пород, географической и геогидродинамической зон, деятельности человека. На других второстепенных факторах мы не останавливаемся. В целом еще сравнительно мало материалов для познания химического состава карстовых вод. Необходимо дальнейшее изучение карста и его вод.

#### **Подземная химическая или карстовая денудация**

Подземная химическая денудация карстовых областей, или сокращенно карстовая денудация — это слой карстующихся пород, который выносится в год с площади карстующегося массива. Он выражается в микронах. Определяют карстовую денудацию делением выносимого

родниками объема растворенных веществ на площадь. Особенность ее заключается в том, что большая часть выносимого вещества обусловлена ростом подземных пустот, а не понижением поверхности карстового массива.

Карстовая денудация Горного Крыма при выносе в год  $17300 \text{ м}^3$  с площади  $490 \text{ км}^2$  будет  $35,3$  микрона. Для участка Девий-Ветлан Ксенофоновско-Ныробского карстового района Пермской области (Г. А. Максимович, К. А. Горбунова, 1958) при площади  $172 \text{ км}^2$  (Д. В. Рыжиков, 1954) она будет  $33,4$  микрона.

К. А. Горбунова (1960) подсчитала денудацию для одного из участков карбонатного карста Уфимского вала площадью в  $336 \text{ км}^2$ — $12,7$ , а для участка гипсового карста Кишертско-Суксунского района площадью  $60 \text{ км}^2$ — $117$  микронов.

Пока это первые известные нам единичные подсчеты автора и К. А. Горбуновой. Необходимо накопление данных о карстовой денудации по другим районам СССР.

### Скорость развития карста

Гидрогеологические и гидрохимические исследования позволяют кроме карстовой денудации подсчитать скорость развития или активность карста. По предложению Н. В. Родионова (1950) активность карстового процесса можно выражать количественно отношением (в процентах) объема растворенной породы, выносимой подземными водами из какого-либо карстового массива за определенный отрезок времени, к общему объему карстующихся пород. Это отношение он назвал степенью или показателем современной активности карстового процесса.

Показатель современной активности карста Н. В. Родионов выражает формулой:

$$A = \frac{v}{V} \cdot 100$$

где  $v$  — объем растворенной породы, выносимой подземными водами из карстового массива.

$V$  — общий объем карстующихся пород.

Н. В. Родионов, а за ним и другие исследователи этот показатель подсчитывают за тысячелетие.

Приведем опубликованные в литературе данные о численных величинах показателя активности карста в % за тысячелетие.

#### Карст карбонатных отложений

Кавказ, Сочинский район	0,49	(Н. В. Родионов, 1950)
Крым, Чатыр-Даг	0,15—0,20	(Н. В. Родионов, 1950)
Горный Крым	0,8	(Н. В. Родионов, 1958)
Уфимский вал	0,016	(К. А. Горбунова, 1960)
Р-н Балтийского моря	0,002	(Н. В. Родионов, 1961)
Средняя Азия, Алайский хребет, полупустынный район	0,0001	(Н. В. Родионов, 1950)

#### Карст мела

Бассейн р. Сев. Донец, мело-мергельные отложения	0,27	(Н. В. Родионов, 1958)
--	------	------------------------

#### Карст гипса

Башкирская АССР	1,65	(Г. Г. Скворцов, 1955)
Кишертско-Суксунский район, Пермская обл.	0,8	(К. А. Горбунова, 1960)

Для карста соли эти показатели, вероятно, еще больше.

По величине активности карста в % за тысячелетие карстовые районы могут быть разделены на следующие классы:

класс	A
1 чрезвычайная	> 10
2 очень большая	10—1
3 большая	1—0,1
4 значительная	0,1—0,01
5 малая	0,01—0,001
6 очень малая	0,001—0,0001
7 незначительная	< 0,0001

Пермский государственный университет.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бернар О. Северная и Западная Африка, ИЛ, М., 1949.  
 Болотина Н. М. и Соколов Д. С. Карст района Витебских порогов. Бюлл. Моск. общ. исп. природы, отд. геол., № 4, 1954.

Василевский П. М. и Желтов П. И. Гидрогеологические исследования горы Чатыр-Даг в 1927 году. Тр. ВГРО, в. 142, М.-Л., 1932.

Васильев А. А. и Шейн П. С. Карстовые явления в Кизеловском районе. В кн. Угленосные отл. зап. скл. Урала, стр. 185—203, 1932.

Великанов М. А. Гидрология Суши. Гидрометеонздат, 1948.

Владимиров Л. А. О режиме карстовых вод Западной Грузии. Изв. Всес. географич. о-ва, т. 89, № 1, стр. 65—67, 1957.

Владимиров Л. А. О карстовых водах Грузии и влиянии их на режим стока рек. Тр. Геогр. о-ва Груз. ССР, т. IV, стр. 161—180, 1959.

Влодавец В. И. О паро-гидросольфатермальных месторождениях в вулканических областях Италии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, стр. 109—129, 1955.

Володько И. Ф. К методике лабораторного изучения движения подземных вод в трещиноватых породах. Гидрогеол. и инженерная геология, № 8, М.-Л., 1941.

Гатальский М. А. Применимость формулы Дюпюи при расчете движения подземных вод в трещиноватых и закарстованных породах. Советск. геол. № 35, 1948.

Гатальский М. А. Карст силурийских и ордовикских карбонатных пород Прибалтики. В сб. геол. и геохимия 1 (7), стр. 213—227, Л., 1957.

Гвоздецкий Н. А. Карст. Москва, 1954.

Гевирц М. И. Карст восточного склона Среднего Урала. Нижний Тагил, 1959.

Герасимов И. П. О географических типах солевого баланса и формах солеобмена в коре выветривания. Проблемы физ. географии, т. 3, стр. 31—32, 1936.

Горбунова К. А. К характеристике Ключевского участка Кишертско-Суикунского карстового района. Уч. зап. Пермского ун-та, т. 14, вып. 1, стр. 9—13, 1959.

Горбунова К. А. Подземная химическая денудация и активность карста восточной части Уфимского вала. Доклады геологического факультета. Уч. зап. Пермского ун-та, т. 20, вып. 1, стр. 15—20, 1960.

Горбунова К. А. Формирование карстовых брекчий восточного крыла Уфимского вала в свете гидрогеологических данных. Геология и разведка. Изв. ВУЗ, № 10, стр. 89—92, 1960.

Горбунова К. А. К вопросу формирования химического состава карстовых вод. Химическая география, вып. 1, стр. 59—63, Пермь, 1961.

Дерягин Д. В. Свойства тонких жидких слоев и их роль в дисперсных системах (выпуск 1). Всесоюз. совещ. НИТО, М., 1937.

Добрынин Б. Ф. Физическая география Западной Европы. Учпедгиз, М., 1948.

Жапарханов С. Об условиях формирования и режиме подземных вод в верхних частях бассейна реки Шерубай-Нуры. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., стр. 61—67, 1961.

Зайцев И. К. Вопросы изучения карста СССР, Госгеолиздат, М.-Л., 1940.

Игнатович Н. К. О региональных гидрогеологических зако-

номерностях в связи с оценкой условий нефтеносности. Сов. геол., № 6, стр. 69—82, 1945.

Иванович П. Запруженный карст. Сборник радове посвечен И. Цвийичу, стр. 175—197, Београд, 1924.

Каменский Г. Н. Основы динамики подземных вод. Госгеол-издат, 1943.

Каменский Г. Н. Гидродинамические основы прогноза режима грунтовых вод. Тр. лаборатории гидрогеологических проблем, т. 26, стр. 145—156, 1960.

Каменский Г. Н., Толстихина М. М., Толстихин Н. И. Бассейны трещинно-карстовых вод. Гидрогеология СССР, стр. 55, Госгеолтехиздат, М., 1959.

Кейльгак К. Подземные воды. ОНТИ, М.-Л., 1935.

Ковалевский В. С. Некоторые закономерности влияния климатических факторов на режим подземных вод. Разведка и охрана недр № 12, стр. 36—43, 1960.

Коноплянцев А. А. О некоторых закономерностях в химизме подземных вод хребта Кара-Тау. ДАН СССР, т. 53, № 1, стр. 65—66, 1946.

Краснопевцев Н. Д. К вопросу гидрогеологии карста юго-западной части Донецкого бассейна. Мат. ЦНИГРИ, сб. 3, стр. 6—8, 1934.

Крейтер В. М. Рудный карст. Явления оседания. Поиски и разведка подземных ископаемых, стр. 100—164, 1940.

Крубер А. А. Гидрография карста, М., 1913.

Крубер А. А. Карстовая область горного Крыма. Гидрография карста, стр. 160—168, 1915.

Куканов В. М. Минеральные воды Мацесты. В книге «Сочи», стр. 42—50, Краснодар, 1958.

Ланге О. К. Карстовые воды. Подземные воды СССР, часть 1, стр. 54—64, изд. МГУ, 1959.

Левен Я. А. Пещеры верховья р. Магиан. Изв. Всесоюз. географического об-ва, т. 72, в. 2, стр. 268—275, 1940.

Линдгрэн В. Минеральные месторождения, в. II, стр. 123, 1934.

Лыкошин А. Г. Многолетняя мерзлота в долине р. Уфы. Природа № 1, стр. 115, 1952.

Лыкошин А. Г. Трещины бортового отпора. Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. 28, стр. 53—69, 1953.

Лыкошин А. Г. Основные вопросы и методы инженерно-геологических исследований карста в связи с гидро-энергетическим строительством. Изв. высш. уч. завед., Геология и разведка № 1, 1959.

Лыкошин А. Г. Некоторые гидродинамические закономерности развития карста в платформенных областях. Землеведение, т. 5 (45), стр. 173—189, 1960.

Люжон М. Плотины и геология, 1936.

Макаренко Ф. А. Труды Сочинской бальнеологической экспедиции Института геологических наук АН СССР, т. III, 1937—1939.

Макеев З. А. Карст и вопросы подземного стока. Докл. Пермской карстовой конференции, 1947.

Макеев З. А. О глубинном распределении и передвижении подземных вод. Тр. лабор. гидрогеол. пробл., т. 3, стр. 28—33, 1948.

Максимович Г. А. Основные типы миграции воды на Земле. Природа № 2, стр. 33—35, 1943.

Максимович Г. А. Зональность почвенных, грунтовых, речных и озерных вод и гидродинамические зоны. ДАН СССР, т. 58, стр. 831—834, 1947.

Максимович Г. А. Основы учения о гидрохимических фациях. Сборник памяти академика С. А. Зернова, стр. 13—26, 1948.

Максимович Г. А. Основы учения о гидрохимических фациях. Гидрохимические материалы, т. 18, стр. 75—85, 1950.

Максимович Г. А. О скорости миграции воды на Земле. ДАН СССР, т. 96, № 4, стр. 803—804, 1954.

Максимович Г. А. Химическая география вод Суши, гл. 8. Гидрохимические фаии карстовых вод, стр. 199—214, Географиз, М., 1955.

Максимович Г. А. Гидродинамические зоны и основные типы стока подземных вод карста. Тез. докл. совещ. по изучению карста в Москве, в. V, стр. 3—7, 1956.

Максимович Г. А. Подрусловые пустоты и вопросы корреляции террас и горизонтальных карстовых пещер. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 11, в. 2, стр. 15—26, 1957 а.

Максимович Г. А. Основные типы гидродинамических профилей областей карста карбонатных и сульфатных отложений. ДАН СССР, т. 112, стр. 301—304, 1957 б.

Максимович Г. А. Корреляция речных террас и горизонтальных карстовых пещер. Тр. комиссии по изуч. четвертич. периода АН СССР, т. 13, стр. 243—252, 1957 в.

Максимович Г. А. Районирование карста СССР. Доклады Четвертого Всеуральского совещания по физико-географическому и экономико-географическому районированию, Пермь, 1958.

Максимович Г. А. Основные типы и модуль подземного стока карстовых областей. ДАН СССР, т. 128, № 5, стр. 1039—1041, 1959.

Максимович Г. А. Карст. Знание, М., 1960.

Максимович Г. А. Плотность карстовых воронок и устойчивость закарстованных территорий. Геология и разведка, Изв. ВУЗ № 7, стр. 118—125, 1961.

Максимович Г. А. Гидродинамические зоны карстовых вод и основные типы подземного стока. Специальные вопросы карстования (Труды совещания по изучению карста), стр. 18—31, изд. АН СССР, М., 1962.

Максимович Г. А. и Голубева Л. В. К характеристике гидрохимических фаций карстовых вод. Доклады конференции по химической географии вод. Пермь, 1949.

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

Максимович Г. А. и Горбунова К. А. Подземные воды с. Усть-Кишерть и их загрязнение. Доклады 5 Всеуральского совещания по географии и охране природы, стр. 1—8, Пермь, 1960.

Максимович Г. А. и Хейнсалу Ю. Новый тип гидродинамического профиля в Эстонской карстовой области. Изв. АН Эстонской ССР, сер. технич. и физико-матем. наук, т. 8, № 3, стр. 207—208, 1959.

Маруашвили Л. И. Новости Абхазского карста. Спелеология и карстование, стр. 129—134, МОИП, М., 1959.

Молоков Л. А. Исследование состава и свойств заполнителя

карстовых полостей в неогеновых известняках Причерноморской впадины. Вест. МГУ, № 4, стр. 161—165, 1959.

Овчинников А. М. Минеральные воды. Госгеолыздат, М.-Л., 1947.

Овчинников А. М. Общая гидрогеология. Госгеотехиздат, М., 1955.

Огильви Э. Геология, т. 1, 1933.

Огильви А. Н. Мацеста. В кн. Естественные производительные силы России, т. 4, Полезные ископаемые, вып. 40, Минеральные воды. Пг., 1918.

Пармузин Ю. П. Вопросы карстования Сибири. Изв. Всесоюзного географич. об-ва, т. 86, № 1, стр. 34—49, 1954.

Печеркин И. А. Шахтные воды Кизеловского каменноугольного бассейна. Гидрогеологический сборник № 1, стр. 79—92. Тр. Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, вып. 48, Свердловск, 1960.

Плотников Н. И. Подземные воды рудных месторождений. Металлургиздат, М., 1957.

Погребов Н. Ф. О результатах гидрогеологических исследований, произведенных с целью выяснения вопроса о возможности снабжения Петербурга так называемой ключевой водой. Тр. II съезда деятелей по прикладной геологии и разведоч. делу в 1911 в СПб, 1913.

Потёмкин М. П. Австралия. Учпедгиз, М., 1950.

Принц Е. Гидрогеология. Сельхозгиз, М.-Л., 1933.

Принц Е., Кампе Р. Гидрогеология, т. II, Сельхозиздат, М., 1937.

Прихотько Г. Ф. Микроклиматические наблюдения в карстовой пещере Кавказского побережья. Вопросы карста на юге Европейской части СССР, стр. 77—97, Изд. АН УССР, 1956.

Рыжиков Д. В. Природа карста и основные закономерности его развития. Тр. Горно-геол. ин-та Уральского филиала АН СССР, вып. 21, М., 1954.

Саваренский Ф. П. Гидрогеология. ОНТИ, НКТП СССР, М.-Л., 1935.

Седов В. П. Инженерно-геологические условия и карстовые явления района Черемховского промышленного комбината. Тр. МГРИ им. С. Орджоникидзе, № 6, 1937.

Семихатов А. Н. Гидрогеология, Сельхозгиз, М., 1954.

Славянов Н. Н. О некоторых малоизвестных минеральных источниках Кубанской области, Л., 1928.

Смирнов А. А. О применении метода естественного электрического поля в районе Кунгурской ледяной пещеры. Вст. МГУ № 2, сер. геол. и геогр., стр. 195—200, 1958.

Соколов Д. С. Условия фильтрации через закарстованные известняки Белорецкого водохранилища. Карстование № 4, стр. 15—22, Пермь, 1948.

Соколов Д. С. Основные условия развития карста. БМОИП, отд. геол., т. 26, в. 2, стр. 25—49, 1951.

Сулин В. А. Условия образования и основы классификации природных вод, в частности вод нефтяных месторождений. Изв. АН СССР, отд. технич. наук, № 9, стр. 961—962, 1945.

Тихомиров Н. К. Значение карста в гидрогеологии. Водные богатства недр земли на службу соц. стр-ву, сб. 7, ОНТИ, М.-Л., 1934.

Троянский С. В. О законах движения подземных вод в закарстованных породах. Тезисы докладов карстового совещания, вып. 7, стр. 22—25, М., 1956.

Троянский С. В. и др. Общая и горнорудничная гидрогеология. Госгортехиздат, Стр. 148—150, М., 1960.

Устинова Т. И. Условия конденсации атмосферной влаги в пещерах восточной части Крыма. Тезисы докладов на совещании по изучению карста, вып. 8, стр. 3—6, М., 1956.

Чуринов М. В. Формирование подземных вод юго-западной части главной гряды Крымских гор. Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии, сб. 16, стр. 44—60, 1959.

Шимановский Л. А. Подземные воды сельскохозяйственных районов юго-востока Пермской области и возможности их использования, стр. 3—52, Пермь, 1958.

Шимановская И. А., Шимановский Л. А. Гидрогеологические условия и источники водоснабжения сельскохозяйственных районов Пермской области в пределах северной части Уфимского плоскогорья. Вопросы водоснабжения сельского хозяйства в районах Урала и Зауралья. Госгеолтехиздат, М., 1956.

Шитиков В. Ф. Гидрогеологические исследования в районе Хилловских минеральных источников. Известия Всесоюзного геологоразведочного объединения, в. 66, стр. 33, 1932.

Якушова А. Ф. Карст и гидротехническое строительство. Карстование № 4, стр. 3—13, Пермь, 1948.

Якушова А. Ф. Карст палеозойских карбонатных пород на Русской равнине. Ученые записки Московского ун-та, т. 3, вып. 136, 1949.

Martel E. A. L'évolution souterraine, Paris, 1908.

Peirret B. et Roques H. Notes spéléologiques sur le massif de Ger, réseaux du Valentin (Basses — Pyrénées). Ann. Spéléol., 14, № 3—4, pp. 293—321, 1959.

Rhoades R., Sinacori M. N. Pattern of Ground-Water and solution. J. Geol., 49, № 8, p. 785—794, 1941.

Schulz G. Färbversuche an Quellen im Muschelkalkgebiet bes oberen Neckartals. Gas-und Wasserfach, 95, № 12, s. 376—380, 1954.

Trombe F. Traité de spéléologie, Paris, 1952.