

January 1969

**ОСНОВЫ КАРСТОВЕДЕНИЯ. ТОМ II Вопросы
гидрогеологии карста, реки и озера карстовых
районов, карст мела, гидротермокарст (учебное
пособие)**

G. A. Maksimovich

Follow this and additional works at: https://digitalcommons.usf.edu/kip_articles

Recommended Citation

Maksimovich, G. A., "ОСНОВЫ КАРСТОВЕДЕНИЯ. ТОМ II Вопросы гидрогеологии карста, реки и озера карстовых районов, карст мела, гидротермокарст (учебное пособие)" (1969). *KIP Articles*. 5418.

https://digitalcommons.usf.edu/kip_articles/5418

This Article is brought to you for free and open access by the KIP Research Publications at Digital Commons @ University of South Florida. It has been accepted for inclusion in KIP Articles by an authorized administrator of Digital Commons @ University of South Florida. For more information, please contact digitalcommons@usf.edu.

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

ЛАБОРАТОРИЯ ГЕОЛОГИИ

Г. А. МАКСИМОВИЧ

ОСНОВЫ КАРСТОВЕДЕНИЯ
ТОМ II

Вопросы гидрогеологии карста, реки и озера
карстовых районов, карст мела, гидротермокарст
(учебное пособие)

ПЕРМЬ—1969

ПРЕДИСЛОВИЕ

Второй том «Основ карстоведения» возник в результате чтения курса лекций студентам-гидрогеологам V курса Пермского университета. Состоит он из трех частей. В первой части продолжено начатое в первом томе рассмотрение вопросов гидрогеологии карста. Во второй части освещаются реки и озера карстовых районов. Третья часть посвящена некоторым особым типам карста. Это карст мела, а также карст термальных и минеральных вод или гидротермокарст.

Публикуемая книга может быть использована в качестве учебного пособия для студентов университетов, педагогических институтов и технических высших учебных заведений, где проходится курс карстоведения. Она будет полезна гидрогеологам, геологам, географам, проектировщикам и всем лицам, которым по роду своей деятельности приходится сталкиваться с карстом. Наличие в конце книги основной использованной литературы, приведенной по главам, позволит желающим более углубленно ознакомиться с интересующими их отдельными вопросами.

Настоящим томом можно пользоваться и при отсутствии I тома, так как большая часть глав представляет новое законченное исследование. Наиболее связана с первым томом глава первая, посвященная общим и прикладным вопросам гидрогеологии карста. Ссылки на I том указываются сокращенно (напр.: т. 1, стр. 372).

Глава IV «Озера карстовых районов» написана К. А. Горбуновой и автором. В. А. Балков привлечен к написанию главы III «Реки карстовых районов». В главе IV использованы рукописи В. Н. Дубовик и И. К. Кудряшова. Указанным сотрудникам Института карстоведения и спелеологии, а также всем лицам, в той или иной степени способствовавшим составлению настоящего тома предоставлением материалов, иллюстраций и советами, автор выражает благодарность. Он будет также признателен за все сообщенные ему замечания и указания.

*Институт карстоведения и спелеологии,
Пермский ордена Трудового Красного
Знамени университет имени А. М. Горького
1936—1968 гг.*

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ВОПРОСЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ КАРСТА

ГЛАВА ПЕРВАЯ

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ОБЩЕЙ И ПРИКЛАДНОЙ ГИДРОГЕОЛОГИИ КАРСТА

В первом томе были рассмотрены вопросы гидрогеологии карста. В отдельную главу были выделены карстовые источники. В настоящей главе освещаются некоторые вопросы общей и прикладной гидрогеологии карста, которые ранее не нашли отражения.

РАЗВИТИЕ КОЛЛЕКТОРОВ КАРСТОВЫХ ВОД

Четверть века назад автор показал (Г. А. Максимович, 1942), что основные типы коллекторов подземных вод появились на нашей планете в различные этапы развития поверхностных геосфер. В гидрогеологической истории Земли можно различать четыре основные эры развития коллекторов: трещинную, поровую, карстовую и антропогенную.

В процессе развития земной коры простейшими, по-видимому наиболее древними азойскими, являются трещинные коллекторы. Это были трещинные коллекторы островов, первозданной суши с вулканическими конусами. В окружавшем острова океане хлоридного состава карбонатные отложения отсутствовали. В результате обломочного осадконакопления возникают морские отложения с порами и происходит переход к следующей гидрогеологической эре развития коллекторов — поровой. О характере литогенеза азойского этапа, длительность которого Н. М. Страхов оценивает в 500 млн. лет, недостаточно данных.

Время появления поровых подземных вод пока трудно установить. Вероятно, они возникли в конце азойского этапа или в начале архейского. Для последнего имеются предположения о наличии кластических осадков, подвергшихся интенсивной переработке в позднейшие магматические эпохи. Появление на суше поровых вод обусловило переход от временных потоков к постоянным рекам.

Антропогенная эра развития коллекторов характеризуется возникновением искусственных полостей в земной коре. Простейшими являются копаные колодцы, в которых грунтовые и другие воды

находятся в особой подземной полости, к тому же имеющей сообщение с атмосферой. Сюда же относится ограниченная фильтрами и обсаженная трубами водосодержащая часть буровых скважин. Наиболее грандиозными полостями являются рудничные и шахтные выработки, где различные типы подземных вод преобразуются в воды антропогенных коллекторов, которые также имеют сообщение с приземной атмосферой.

Вернемся к рассмотрению развития интересующих нас карстовых коллекторов.

Карбонатные отложения появляются в архейский этап развития геосфер длительностью 1,5—2 млрд. лет. Это по Н. М. Страхову (1962) были доломиты, осаждающиеся чисто химическим путем из океанской хлоридно-карбонатной воды. Н. М. Страхов предполагает, что в архейскую эпоху не существовало того тяготения доломитов к аридным ареалам, которое наблюдалось в последующие времена. Доломиты легко возникали на площадях гумидного литогенеза.

Протерозойский этап длительностью около 2,75 млрд. лет характеризуется появлением в конце хемогенных и органогенных известняков. Возникает и литогенез аридного типа с хемогенными доломитами.

В рифейский этап, имеющий продолжительность около 0,75 млрд. лет, убывает значение хемогенных известняков, растет роль органогенных известняков гумидной зоны и хемогенных доломитов аридной зоны. Появляются также лагунное доломитообразование и гипсы.

В палеозойско-кайнозойский этап длительностью около 0,5 млрд. лет в аридных условиях возникает галит, а также калийные и магниевые соли. Растет значение гипсов. Появляются седиментационно-диагенетические морские доломиты, сменяющие первичные хемогенные. В течение этапа лагунное доломитообразование, как обязательная стадия, сменяется факультативной стадией. В гумидных условиях увеличивается роль органогенных известняков и убывает — хемогенных.

В результате карстовую гидрогеологическую эру по характерным впервые появляющимся коллекторам можно разделить на четыре периода: доломитовый, известняковый, гипсовый и соляной (табл. 1).

Развитие внешних геосфер и литогенеза — необратимый процесс. Появившиеся ранее литогенетические разности карстующихся пород в новые периоды также изменяются. К гумидному типу добавляется аридный; изменяются и генетические типы карбонатных пород.

В таблице 1 нет метаморфизированных и мраморизированных доломитов и известняков, которые появились в протерозое в геосинклинальных зонах, превратившихся в складчатые. Однако при

¹ А. И. Тугаринов (1967) приводит другие данные о первом появлении ангидритов.

Этапы развития коллекторов карстовой гидрогеологической эры
(по Г. А. Максимовичу, 1966)

Периоды развития коллекторов карстовой эры	Этапы развития внешних геосфер и литогенеза по Н.М. Страхову	Продолжительность млрд. лет (примерная)	Карстовые коллекторы, возникшие и продолжающие существовать в этот период
Доломитовый	Архейский	1,5-2	Доломиты хемогенные
Известняковый	Протерозойский	2,75	Известняки хемогенные и органогенные, доломиты хемогенные гумидного, а затем аридного литогенеза
Гипсовый (сульфатный)	Рифейский	0,75	Гипсы , хемогенные доломиты в аридных условиях, известняки хемогенные и органогенные в гумидных
Соляной	Палеозойско-кайнозойский	0,5	Соли : галит, калийные и магниевые; гипсы, доломиты хемогенные, а затем седиментационно-диагенетические в аридных условиях. Известняки органогенные и хемогенные в гумидных

мраморизации литогенетический тип карстового коллектора не меняется. Поэтому мы оставляем выделенные периоды.

Следует отметить направленный характер развития карстовых коллекторов от менее растворимых карбонатных через более быстро выщелачиваемые гипсовые к наиболее растворимым соляным. Среди карбонатных коллекторов доломиты отличаются специфическим ходом карстования с образованием каверн и разрушением до доломитовой брекчии, песка и муки. В доломитах часто не возникают поверхностные формы и карстообразование слабо развито. В дальнейшем необходим анализ характера закарстовывания различных генетических разновидностей доломитов.

В известняках в зависимости от их чистоты карстовые явления развиваются с различной интенсивностью. Это уже типичный карст со всем разнообразием поверхностных и подземных форм.

В гипсовом карсте развиты такие же формы, но преобладание меньших, чем у известняков, мощностей обуславливает сравнительно малые количества подземных вод. Игруют роль и пластические свойства гипсов.

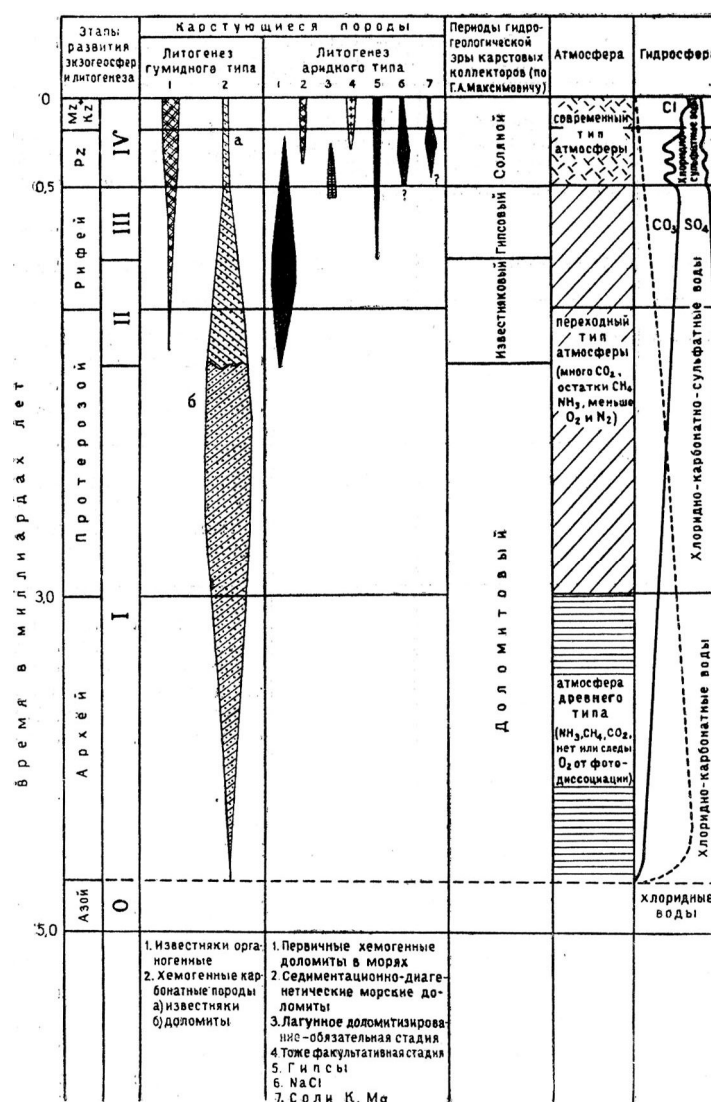


Рис. 1. Периоды гидрогеологической эры карстовых коллекторов (Г. А. Максимович, 1966). Развитие карстующихся пород, атмосферы, гидросферы показано по Н. М. Страхову (1962)

Весьма специфичны воды соляного карста, отличающиеся наибольшей минерализацией.

С развитием химического состава атмосферы изменялась интенсивность карстовых процессов. Первичная атмосфера древнего типа,

характерная для архея, благодаря изобилию CO_2 , способствовала интенсивному закарстовыванию хемогенных доломитов. Переходный протерозойско-рифейский тип атмосферы, обедненной CO_2 , характеризовался меньшей интенсивностью карстования хемогенных доломитов, а затем и известняков. В условиях современной атмосферы с наименьшим содержанием CO_2 интенсивность выщелачивания карбонатных толщ наименьшая (рис. 1).

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КАРСТУЮЩИХСЯ ТОЛЩ ОСНОВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Карстующиеся отложения, среди которых преобладают карбонатные, развиты в трех основных геотектонических обстановках: в осадочном чехле платформ, в складчатом фундаменте платформ и в горных складчатых областях.

Воды карстующихся толщ осадочного чехла платформ

Осадочный чехол платформ характеризуется преобладанием крупных артезианских бассейнов, в которых выделяют следующие элементы: области литания, поглощения, перелива, стока, дренирования карстовых, трещинно-карстовых и пластово-карстовых вод.

Областью питания являются территории, с которых выпавшие атмосферные осадки в настоящее время поступают в закарстованные толщи артезианского бассейна. Различают внешнюю и внутреннюю области питания. Внешней областью питания являются прилегающие к артезианскому бассейну части поднятий. Так, например, западный склон Урала является внешней областью питания карстующихся толщ Волго-Камского артезианского бассейна. Внутренней областью питания именуется часть территории, находящаяся в пределах артезианского бассейна, с которой атмосферные осадки поступают в карстующиеся толщи этого бассейна.

Областью поглощения являются те участки, где происходит инфлюация или инфильтрация поверхностных вод и атмосферных осадков в карстующиеся толщи. Следует различать периферийные или краевые и внутренние области поглощения. В артезианских бассейнах весьма распространены краевые области поглощения, приуроченные к крыльям. Таковы ордовикские и силурийские карбонатные толщи на южном побережье Финского залива в северной части Прибалтийского артезианского бассейна или выходы карбонатных отложений карбона на западном крыле Московского артезианского бассейна. Хорошим примером внутренней области поглощения могут служить карбонатные толщи перми Уфимского плато в пределах Волго-Камского артезианского бассейна.

Области перелива бывают внешние, внутренние и приповерхностные. Внешние области находятся на границе артезианского

бассейна и складчатой области, из которой подземные воды переливаются в закарстованные толщи артезианского бассейна. Внутренние области находятся в толще артезианского бассейна. При этом воды некарстовых водоносных горизонтов переливаются в карстовые и наоборот. Приповерхностный перелив грунтовых вод из четвертичных отложений в закарстованные дочетвертичные и обратно широко распространен. Мы уже приводили пример района с. Усть-Кишерть, где сульфатные воды гипсового карста питают грунтовые (т. I, гл. XIII, стр. 369—370).

В артезианском бассейне водоносные горизонты и комплексы закарстованных толщ имеют свои области артезианского стока и напора, которые находятся между областями поглощения или перелива и дренирования. Обычно области артезианского стока приурочены к участкам погружения карстующихся толщ.

Дренаж закарстованных водоносных толщ артезианского бассейна наиболее интенсивно проявляется в приповерхностных частях и особенно на окраинах бассейна. Зависит он от рельефа области питания, от условий выхода на поверхность и характера стока безнапорных и артезианских карстовых вод. Следовательно дренаж зависит от литологического состава закарстованных толщ, их пещеристости, кавернозности, трещиноватости, от степени раскрытости водоносных горизонтов, комплексов и ряда других особенностей покрывающих и подстилающих их толщ.

Большое значение имеет глубина вреза гидрографической сети. Глубоко погруженные водоносные комплексы и горизонты палеокарстовых пустот находятся в зоне G — геологического весьма затрудненного водообмена карстовых вод (т. I, гл. III, стр. 334—335). Выше может быть расположена зона Z — замедленного (затрудненного) водообмена, а ближе к поверхности зона P — интенсивного регионального подземного стока с глубинной циркуляцией карстовых вод (Г. А. Максимович, 1964 б).

Бассейны карстовых вод и пластовые артезианские водоносные горизонты в закарстованных толщах разделяются на закрытые и открытые, сточные и бессточные. Примерами открытых сточных бассейнов могут служить Юкла на юге Австралии и Баркли, прилегающий к заливу Карпентария. Мы уже указывали на наличие здесь одностороннего типа стока. В СССР это, по-видимому, частично меотические и понтические водоносные горизонты Причерноморского артезианского бассейна.

В пределах карбонатных водоносных комплексов платформ на окраинах выделяются моноклинальные, а во внутренних частях — антиклинальные участки, являющиеся областями поглощения. Расчленение гидрографической сетью обуславливает дренаж этих водоносных толщ. Образуются участки водоносных комплексов с ненапорными карстовыми водами.

Предварительно для карстующихся толщ осадочного чехла платформ можно выделить открытые и закрытые бассейны.

Открытые приморские бассейны карстовых вод или полубассейны. При небольшой мощности карстующихся толщ, лежащих на водоупорных некарстующихся или иногда прямо на складчатом основании, на морских побережьях возникают полубассейны карстовых вод. Хорошим примером значительного приморского бассейна карстовых вод может служить Юкла (Г. А. Максимович, 1962) площадью около 170 тыс. км². Он находится на юге Австралии, окаймляя Большой Австралийский залив. Это равнина Налларбор (Бездревесная), представляющая плоское плато, обрывающееся к морю уступами высотой в 100—150 м. От берега Большого Австралийского залива вглубь страны плато постепенно повышается до 400—450 м. Оно сложено почти горизонтально залегающими в разной степени кавернозными известняками юкла голоценового или миоценового возраста, мощностью 147—275 м. Ниже залегают песчаники, сланцы и глауконитовые известняки мела, подстилаемые породами складчатого основания. Атмосферные осадки, выпадающие в карстовой области Налларбор, уходят вглубь карстующегося массива и стекают к морю в известняках на границе с подстилающими водоупорными мезозойскими отложениями или в меловых песчаниках. Преобладает поперечный односторонний сток карстовых вод. По берегам Большого Австралийского залива в основании известняков наблюдаются многочисленные карстовые источники. Там же, где известняки слагают и дно залива, наблюдаются субмаринные восходящие родники пресных карстовых вод (Г.А.Максимович, 1962). Приморские полубассейны карстовых вод меньших размеров наблюдаются на полуостровах Юкатан и Флорида.

Юкатанский карстовый полубассейн приурочен к одноименному полуострову и части банки Кампече или Юкатанской. Банка эта находится в южной части Мексиканского залива и протягивается по его дну на 250 км. Она хорошо очерчена изобатой 5 м (А. Ирдли, 1954). Полуостров почти целиком сложен миоценовыми и нижнеплиоценовыми полого залегающими закарстованными известняками. Большая часть его, за исключением южной части штата Кампече и территории Кинтана-Роо, не имеет поверхностного стока. Полуостров представляет равнину, возвышающуюся от нескольких десятков метров над уровнем моря на берегу Мексиканского залива «полого поднимающуюся до 150 м в северной части штата Кампече и на северо-западе Кинтана-Роо.

Юкатанский приморский полубассейн карстовых вод характеризуется преобладанием подземного стока к банке Кампече. На полуострове воду добывают из карстовых колодцев, которые делятся мексиканцами на агуада и сеноте. В агуада на дне имеется подземное озерко, которое не связано с горизонтом карстовых вод. Это выделенный автором аккумулятивно-котловинный тип. Сеноте же питаются карстовыми водами. Это карстовые колодцы с подземнопроточными озерами (т. I, гл. XI, стр. 299). Извлекают карстовые воды также шахтными колодцами и буровыми скважинами.

Основная часть карстовых вод Юкатана стекает в Мексиканский залив, разгружаясь главным образом в виде подводных источников. Как мы уже указывали, из-за безводья закарстованных территорий жители прибрежных поселений отправляются за пресной водой на лодках в море (т. I, гл. XIV, стр. 383). По-видимому, в прошлом это были наземные карстовые родники, оказавшиеся в сравнительно недавнее время под водой.

Платформа полуострова Флорида состоит из континентальной части и прилегающего с запада, востока и юга шельфа, ограниченного изобатой 5 м (А. Ирдли, 1954). На кристаллическом фундаменте залегают нижнемеловые и более молодые отложения чехла платформы. В разрезе значительна роль карбонатных закарстованных отложений. Поглощенные на суше полого залегающими олигоценowymi известняками, воды разгружаются в ряде мест в море, дно которого также сложено этой карбонатной толщей. Некоторые карстовые субмаринные родники пресной воды выходят довольно далеко от берега. Так, на Атлантическом побережье в 4 км на юго-восток от Сент-Огастина, там, где глубина моря 15 м, из отверстия с поперечником 18 м и глубиной 60 м выходит мощный источник. Расход другого источника составляет около $40 \text{ м}^3/\text{сек}$. На данном участке мы также имеем открытый приморский бассейн карстовых вод.

Воды карстующихся толщ закрытых артезианских бассейнов платформ. Наиболее распространены артезианские бассейны, в осадочном чехле которых развиты карстующиеся карбонатные и в меньшей степени сульфатные и соляные толщи. Карбонатные отложения выходят на крыльях и на положительных структурах внутренних частей бассейнов. Моноклинально залегающие закарстованные карбонатные толщи выше местных базисов эрозии и коррозии образуют локальные бассейны ненапорных карстовых вод. Примером может служить бассейн Силурийского плато, где наблюдается центробежный тип стока, документируемый гидроизогипсами (Ю. М. Гуревич, 1966).

Там, где карбонатная толща уходит под более молодые некарстующиеся отложения, воды приобретают напор и переходят в пластовокарстовые. В Болгарии Н. Бояджиев (1964) различает дренированные, барражированные и напорные карстовые воды.

Напорные пластово-карстовые воды вследствие замедленной циркуляции становятся более минерализованными. Ввиду их меньшего значения для водоснабжения они обычно изучены недостаточно. В осевых частях синеклиз пластово-напорные воды могут переходить в рассолы. Пластово-карстовые воды часто сменяются трещинно-карстовыми и даже трещинными.

Примером внутреннего бассейна карстовых вод может служить Уфимское плато площадью до 10 тыс. км^2 , приуроченное к Волго-Камскому артезианскому бассейну (Г. А. Максимович, К. А. Горбунова, 1965). Этот барражированный внутренний карстовый бассейн приурочен к Уфимскому валу и характеризуется преобладанием двухстороннего поперечного стока.

Карстовые воды гидрогеологических складчатых областей

Складчатые области являются выступами докембрийских, палеозойских и мезозойских интенсивно дислоцированных осадочных, метаморфических и изверженных пород. Они выражены в рельефе горами, нагорьями, а на равнинах — возвышенностями. Поверхность их, особенно гор, расчленена сильнее, чем осадочный чехол платформ в пределах артезианских бассейнов. Наблюдается общее понижение отметок от внутренних частей к периферии. Нередки и случаи, когда наиболее возвышенные части складчатых областей смещены к окраинам.

В горных сооружениях различают: 1) области питания карстовых вод, сложенные как карстующимися, так и некарстующимися породами, откуда атмосферные осадки поступают в области поглощения, 2) области поглощения или инфлюации и инфильтрации атмосферных осадков, которые приурочены к водоразделам и склонам и обычно совпадают с областями подземного и поверхностного стока, 3) области выклинивания подземных вод, где происходит выход их на поверхность, приуроченные к нижней части склонов или к их основанию (Г. Н. Каменский, М. М. Толстихина, Н. И. Толстихин, 1959).

Различают сточные и бессточные карстовые бассейны. На территории сточных бассейнов избыток поверхностных и подземных вод и воднорастворимые соли выносятся за пределы бассейна. На территории бессточных бассейнов сток поступающих с периферии поверхностных и подземных вод завершается во внутренних частях и расходуется на испарение, что сопровождается накоплением солей. В горных районах с обильным увлажнением преобладают сточные бассейны. Бессточные участки встречаются в межгорных бассейнах.

В пределах некоторых артезианских бассейнов могут быть как сточные, так и бессточные участки. Автор различает односторонний, двухсторонний, поперечный и продольный, а также центробежный типы подземного стока. Реже встречается центростремительный тип стока (Г. А. Максимович, 1959). Следуя Н. И. Толстихину, нужно различать открытые и закрытые артезианские бассейны.

Н. И. Толстихин (1959) для чехла горных стран различает следующие пять типов бассейнов карстовых вод, или карстовых бассейнов.

1. Карстовые бассейны, сложенные слоями карбонатных пород, спокойно лежащих на кристаллическом фундаменте. Эти бассейны нередко приурочены к водоразделам и являются останцами размыва. Они обладают значительными динамическими ресурсами карстовых вод и хорошо промыты до основания закарстованных пород — фундамента. В качестве примера приведены кембрийские карстовые бассейны Олекмо-Алданской гидрогеологической области.

По Н. И. Толстихину близкими по условиям залегания являются карстовые бассейны Горного Крыма. Они сложены карбонатными породами юры, и на ограниченных участках — мела, которые, в отличие от Олекмо-Алданских бассейнов, залегают на фундаменте из отложений таврической сланцевой свиты.

2. Карстовые бассейны синклинального типа и мульд, сложенных смятыми в складки карбонатными породами, залегающими на фундаменте. Бассейны этого типа отличаются не только большими динамическими, но и статическими ресурсами подземных вод. В отдельных случаях наблюдается достаточно четкая гидродинамическая зональность. В качестве примера указаны Вагранский карстовый бассейн на восточном склоне Урала, некоторые карстовые бассейны Большого Кавказа.

3. Карстовые бассейны блоков, зажатых среди кристаллических и метаморфических пород фундамента. Эти бассейны подобно предыдущим нередко обладают значительными ресурсами подземных вод. Таковы многие карстовые бассейны Забайкалья.

4. Карстовые бассейны склонов горных сооружений типа кавказских, приуроченные к юрским и меловым известнякам.

5. Карстовые бассейны сложного строения типа Восточного Саяна, Енисейского кряжа.

В пределах гидрогеологических массивов и складчатых областей можно выделить:

линейные бассейны карстовых вод докембрийских щитов и палеозойской складчатости;

межгорные бассейны трещинно-карстовых вод в карбонатных толщах в ядрах синклинальных и антиклинальных складок, межгорные впадины и котловины, которые подстилаются некарстующимися породами.

В альпийских горных странах автор различает: карстовые бассейны сообщающихся ненапорных вод, карстовые водоносные системы с преобладанием изолированных водотоков, где единый водоносный горизонт еще не сформировался, артезианские бассейны пластово-карстовых вод.

I. Карстовые бассейны	II. Карстовые водоносные системы	III. Артезианские бассейны пластово-карстовых вод
1. Малые (нагорные) водораздельные синклинальные бассейны	4. Водораздельные системы	6. Горные артезианские склоны
2. Континентальные склоновые бассейны	5. Приморские опущенные системы	7. Малые артезианские бассейны
2а. Цокольные склоновые бассейны с высоким положением водоупора		
3. Приморские опущенные склоновые бассейны		

Благодаря значительному расчленению альпийских горных стран, эти три основные группы довольно разнообразны.

Указанными типами не исчерпывается все разнообразие условий залегания карстовых вод.

Морфометрическая классификация карстовых бассейнов. Необходимо деление карстовых бассейнов и карстовых водоносных систем по величине их площади. В литературе же имеется только морфометрическая классификация артезианских бассейнов. Они подразделяются на крупные, площадью более 100 тыс. км², средние (100 тыс.—10 тыс. км²) и малые (менее 10 тыс. км²). При этом указывается, что есть и очень малые артезианские бассейны, имеющие площади менее 100 км² (А. М. Овчинников, 1961). Для карстовых бассейнов такие классификации неизвестны. Это побудило автора предложить морфометрическую десятичную классификацию карстовых бассейнов (табл. 2).

Первый класс пока неизвестен для карстовых бассейнов. Однако карбонатные толщи Русского артезианского бассейна обладают такой площадью. Классы 2, 3 имеются среди карстовых бассейнов платформ. Классы 4—8 характерны для горных складчатых районов и известны как в СССР, так и, по данным Н. Бояджиева (1964), среди многочисленных карстовых бассейнов Болгарии.

Показатель вытянутости линейных карстовых бассейнов обычно более десяти. Этот показатель определяется путем деления длины бассейна L на его среднюю ширину S (в км) и представляет безразмерную величину.

Для отдельных линейных карстовых бассейнов этот показатель $\frac{L}{S}$ равен:

$$\text{Саксаганский басс. } \frac{18 \text{ км}}{0,45 \text{ км}} = 40.$$

$$\text{Басс. Горный Вит (Болгария) } \frac{70 \text{ км}}{2 \text{ км}} = 35.$$

$$\text{Басс. Котел (Болгария) } \frac{115 \text{ км}}{0,865 \text{ км}} = 133.$$

Обычные же синклинальные и антиклинальные бассейны обладают показателем вытянутости менее десяти. Для них показатель $\frac{L}{S}$ равен:

$$\text{Синклинальный бассейн в истоках Тибра } \frac{6 \text{ км}}{2,2 \text{ км}} = 2,7.$$

$$\text{Антиклинальный бассейн мечово (Болгария) } \frac{24 \text{ км}}{4,3 \text{ км}} = 5,6.$$

Для вычисления средней ширины площадь этих бассейнов делилась на длину. Показатель вытянутости определялся делением длины на среднюю ширину.

Линейные малые и очень малые бассейны карстовых вод. Линейные бассейны карстовых вод приурочены к узким полосам метаморфизированных и мраморизированных карбонатных отложений докембрийских щитов и палеозойской складчатости. Бассейны эти наблюдаются

**Морфометрическая классификация
карстовых (и артезианских) бассейнов**
(по Г. А. Максимовичу, 1966)

Классы	Название	Площадь, км ²	Примеры ¹	
			Платформенные условия: пластово-карстовые воды артезианских бассейнов, карстовые бассейны	Складчатые зоны: горные карстовые бассейны, артезианские бассейны и склоны пластово-карстовых вод, карстовые водоносные системы
1	Огромные	> 1 млн.	Карбонатные толщи Восточно-Европейской артезианской обл.	
2	Большие	1 млн.—100 тыс.	Кб: Баркли, Муррей, Юкла (Австралия)	
3	Крупные	100—10 тыс.	Уфимский кб (Предуралье)	
4	Средние	10—1 тыс.	Кб Махафали (Мадагаскар)	Суходожско-Каменные кб (Урал) Воклюз кб (Ю. Франция)
5	Небольшие	1 тыс.—100	Бяла-Силистра кб (Болгария), Ан-карана кб (Мадагаскар)	Арабика квс (Грузия), Понор, Враца кб (Балканы, Болгария), Алапаевские, Мелкозеровско-Покровские кб (Урал)
6	Малые	100-10		Режевские кб (Урал) Остра Могила мкб, Бенковски мкб (Балканы, Болгария)
7	Очень малые	10—1	Саксаганский кб (Кривой Рог) ²	Фумайоло кб (Италия), Маргарэ квс (Франция), Макоцево мкб, Буково мкб, Пестрово мкб (Балканы, Болгария)
8	Ничтожные	<1		Балювица, Рашковцы кб (3. Балканы, Болгария)

¹ Обозначения: кб — карстовый бассейн, мкб — моноклиальный карстовый бассейн, квс — карстовая водоносная система.

² Докембрийское складчатое основание Русской платформы.

на Украинском, Балтийском и Канадском щитах. В связи с разработкой железорудных месторождений они наиболее изучены на Украинском щите. В свое время автор выделял (т. I, гл. I,

стр. 32—33) для карбонатных отложений геосинклиналей кольский тип. Метаморфизированные доломиты и известняки здесь представляют толщи сравнительно небольшой мощности, которые развиты на ограниченных площадях. В качестве примера приведем *Саксаганский карстовый бассейн* Криворожского железорудного бассейна.

Под толщей четвертичных и третичных отложений мощностью до 60 м в Криворожском районе Украинского щита находится Саксаганский погребенный линейный карстовый бассейн. Закарстован здесь горизонт карбонатных пород (K_3^4) верхней надрудной свиты, верхней сланцевой подсвиты криворожской метаморфической серии (верхний архей — нижний протерозой). На западном крыле Саксаганской антиклинали (Геологическое строение..., 1957) в центральном районе на протяжении 18 км развиты карбонатные породы мощностью от 200 до 500 м. В центральной части это почти чистые доломиты, а по направлению к северу они переходят в доломитизированные известняки. Они залегают среди кварцево-биотитовых сланцев и полевошпатово-кварцевых песчаников и падают на запад под углом 60—70°.

Ширина карстующейся полосы около 0,5 км и длина до 18 км. Таким образом, этот своеобразный карстовый бассейн имеет площадь всего около 9 км². В. Д. Натаров (1961 а, б) называет его мощным артезианским бассейном трещинно-карстовых вод.

По данным опытных откачек, дебит карстовых вод из скважин при понижении 2,48—3,6 м составляет 70—80 м³/час, коэффициент фильтрации 18—41 м/сутки. Водоотдача изменяется с глубиной. До глубины 100—120 м каналы и трещины интенсивно закарстованных доломитов, не имеющие минерального наполнителя, обладают водоотдачей 9—11 %. Ниже полости и трещины в значительной степени заполнены песчано-глинистым материалом, и водоотдача на глубине от 120 до 350—400 м составляет 5—7 %, а ниже 350—100 м — только 2—2,5 %. Карстовые воды гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-хлоридные с минерализацией 2,5—4,5 г/л обладают повышенной кислотностью и являются агрессивными.

Область питания Саксаганского карстового бассейна шире небольшой территории развития карбонатных отложений. В бассейн поступают за счет перелива воды из вмещающих пород криворожской полосы Украинского щита (В. Д. Натаров, 1961 а, б).

Довольно широко развиты и малые линейные межгорные бассейны карстовых вод. В частности, они могут быть иллюстрированы примерами Урала.

В Тагильско-Магнитогорской карстовой провинции (Г. А. Максимович, К. А. Горбунова, 1965) в Тагильской карстовой области — это Петропавловский линейный бассейн карстовых вод, а в Магнитогорской — Кизильский.

В литературе наиболее освещен Петропавловский карстовый бассейн (Д. В. Рыжиков, 1954). Закарстованные си-

лурийские и девонские карбонатные отложения, вытянутые меридиональной узкой полосой, залегают среди вулканогенных и других слабо водообильных толщ. В связи с работой рудничного водоотлива ярко выразилась особенность этого своеобразного карстового бассейна. Водопонижение создало значительную депрессионную воронку карстовых вод, в то время как во вмещающих вулканогенных толщах произошло незначительное понижение уровня трещинных вод.

Кизильский бассейн карстовых вод в Магнитогорской карстовой области представляет синклиналичную структуру, сложенную известняками нижнего карбона. Известняки подстилаются эффузивными и осадочными водоупорными породами карбона-девона. Карстующиеся породы перекрыты маломощными аллювиальными отложениями (рис. 2). Кроме зон поглощения, подземного стока и дренирования, следовало бы показать область питания, а возможно и перелива трещинных вод на западном крыле синклиналичной структуры (Г. Н. Каменский, 1947, стр. 60; Д. В. Рыжиков, 1954, стр. 31).

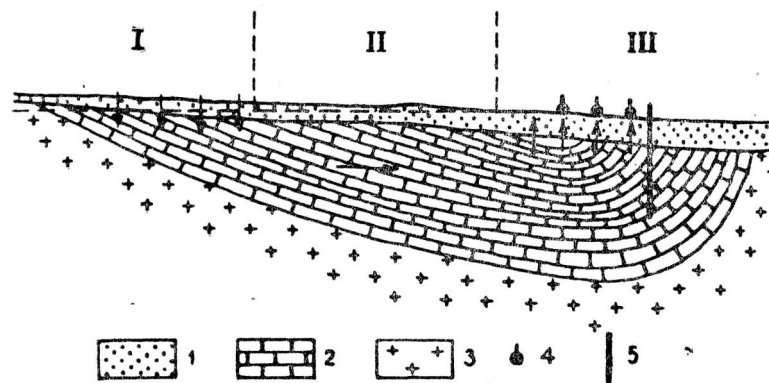


Рис. 2. Кизильский карстовый бассейн в Магнитогорской карстовой области на Урале (рис. по О. Б. Скиргелло взят у Г. Н. Каменского, 1947) I — зона поглощения речных вод; II — зона подземного стока; III — зона дренирования карстовых вод
1 — аллювий; 2 — известняки нижнего карбона; 3 — водоупорные эффузивные и осадочные породы карбона и девона; 4 — источники; 5 — водозаборные скважины

Малые и очень малые линейные карстовые бассейны характерны и для палеозойских отложений восточного склона Урала в пределах Восточноуральской карстовой провинции (Г. А. Максимович, К. А. Горбунова, 1965).

В Алапаевско-Каменской карстовой области имеется несколько линейных карстовых бассейнов. Основные сведения об их группах могут быть выражены таблицей 3.

Таблица 3

Линейные бассейны карстовых вод Алапаевско-Каменской области
(по М. И. Гевирц, 1959)

Карстовые бассейны	Геол. возраст известняков	Мощность покровных отложений, м	Размер бассейнов, км		Площадь бассейнов, км ²	Амплитуда колебания уровня вод, м	Водообильность		
			Длина	Ширина			родников, л/сек	скваж., л/сек	шахт, м ³ /час
Алапаевские	C ₁ (D ₃)	—	52	от 2—3 до 9	312	0,5—0,7	1—12	до 32	250—300
Сухоложско-Каменские	C ₁	3—134	150	от 5—6 до 15—20	1800	1—3	2—15	1—12	200—300
Режевские	D ₁ C ₁	3—110	27	0,8—6	92	1—2	1—5	—	—
Мелкозеровско-Покровские	C ₁	—	70	1—10	350	—	0,5—2	—	—

Межгорные бассейны трещинно-карстовых вод. В карбонатных толщах в ядрах синклинальных структур, межгорных впадинах и котловинах, которые подстилаются некарстующимися породами, возникают бассейны трещинно-карстовых вод. Они характеризуются развитием ненапорных, главным образом пресных карстовых вод.

В Алданской складчатой области водоносный комплекс нижнекембрийских карбонатных пород в центральных частях представлен отдельными полями, которые встречаются на водоразделах или выполняют глубокие тектонические впадины. Эти породы в краевых частях выходят на поверхность, а в центральных частях перекрыты юрскими отложениями, например, в Чульманском артезианском бассейне. На северной и восточной окраинах Алданского щита карбонатные кембрийские отложения образуют два небольших карстовых бассейна: Юхтинско-Ыльманский и Бынымский. Первый бассейн с довольно крупными ресурсами подземных вод находится южнее г. Алдана. Он приурочен к прогибу кристаллического фундамента, выполненному мощной толщей карбонатных пород кембрия, местами прикрытой небольшими полями юрских отложений. Второй, более крупный, Бынымский бассейн трещинно-карстовых вод находится на востоке Алданского щита.

В Восточно-Саянской складчатой области трещинно-карстовые воды карбонатных толщ кембрийского и протерозойского возраста имеют существенное значение. Они питают большие карстовые источники, имеющие дебиты 4 класса. Так, источники подземных вод на р. Холинголе имеют суммарный зимний дебит до 6 л/сек, а по Ботоголу — 21 л/сек зимой.

В карбонатных толщах Восточного Саяна широко развиты карстовые явления. В бассейне р. Оки отмечены карстовые воронки и котловины до 350 м в диаметре, исчезающие ручьи и речки, периодически действующие источники. Имеются озера, питающиеся карстовыми водами, и карстовые озера, воды которых поступают в карстовые полости.

Там, где толщи известняков образуют синклинальные структуры, в ядрах их имеются бассейны трещинно-карстовых подземных напорных вод со значительными ресурсами. Один из таких бассейнов питает источники с дебитом до 300 л/сек. На южном склоне Тункинских гольцов известны источники с большим дебитом.

В северной части Енисейского гидрогеологического массива в карбонатных толщах пород нижнего кембрия и протерозоя широко развиты карстовые явления. Эти толщи местами образуют синклинальные структуры и блоки среди более древних некарстующихся пород. К таким структурам приурочены своеобразные бассейны трещинно-карстовых пресных гидрокарбонатно-кальциевых вод (Г. Н. Каменский, М. М. Толстихина, Н. И. Толстихин, 1959).

Карстовые бассейны, артезианские бассейны и склоны пластово-карстовых вод и карстовые водоносные системы альпийской складчатости. Горные страны альпийской складчатости, включающие ча-

сто значительные толщи карбонатных пород, благодаря значительному расчленению отличаются наибольшим разнообразием гидрогеологических условий. Выше автор выделил следующие три основные группы обстановок развития карстовых вод: ненапорные карстовые бассейны, бассейны артезианских пластово-карстовых вод и карстовые водоносные системы. Рассмотрим некоторые типы этих трех групп бассейнов и водоносных систем.

Водораздельные малые горные карстовые бассейны являются одной из особенностей горных стран. Они часто приурочены к закарстованным толщам с синклинальной структурой. Эти карстовые бассейны ненапорных вод подстилаются ложем из некарстующихся пород. Подземный сток их центробежный, иногда двухсторонний. Преобладает зона горизонтальной циркуляции. Разгрузка карстовых вод склоновая, часто в виде переливающихся родников.

Рассмотрим некоторые примеры водораздельных малых карстовых бассейнов.

В *Италии* в Эмилианских Альпах район горы Фумайоло сложен палеогеновыми отложениями. Это небольшая синклинальная складка, где под песками залегают закарстованные известняки, подстилаемые водоупорными глинистыми сланцами. По окраинам и в долинах рек, прорезающих возвышенность, вытекает 12 источников (рис. 3, II). Они дают начало четырем рекам. Дебит карстового источника, представляющего исток р. Тибра, — 4,2 л/сек (высота 1208 м), а родника, являющегося истоком р. Сенателло, — 42 л/сек (высота 1046). Остальные 10 источников обладают дебитом 3—6 л/сек (Е. Принц, Р. Камне, 1937). Площадь этого бассейна 13 км².

Другой бассейн карстовых ненапорных вод находится в Восточных Альпах (Австрия). Эта небольшая синклиналь сложена триасовыми отложениями. Закарстованные верхнетриасовые известняки подстилаются водоупорными верфенскими сланцами. При проходке Кайзербруннской каптажной штольни в известняках была вскрыта карстовая полость длиной 17 м и шириной около одного метра, в которую в пяти местах изливались мощные источники. Переливающиеся источники вытекают из закарстованных известняков по периферии. Вода, поступающая по двум напорным трубопроводам, которые с ответвлениями к отдельным карстовым родникам имеют длину 104,8 км и 183,1 км, или около 288 км (рис. 3, III), используется для водоснабжения г. Вены.

Во *Франции* наибольшей известностью пользуется карстовый бассейн Воклюз, имеющий водосборную площадь 1650 км². В синклинальной структуре закарстованные нижнемеловые известняки неокома подстилаются водоупорными мергелистыми отложениями того же возраста. В известняках имеются карстовые шахты глубиной более 100 м (рис. 3, I). Кроме зоны горизонтальной циркуляции, воды которой питают известный карстовый источник 1 класса Воклюз, обладающий средним расходом, равным

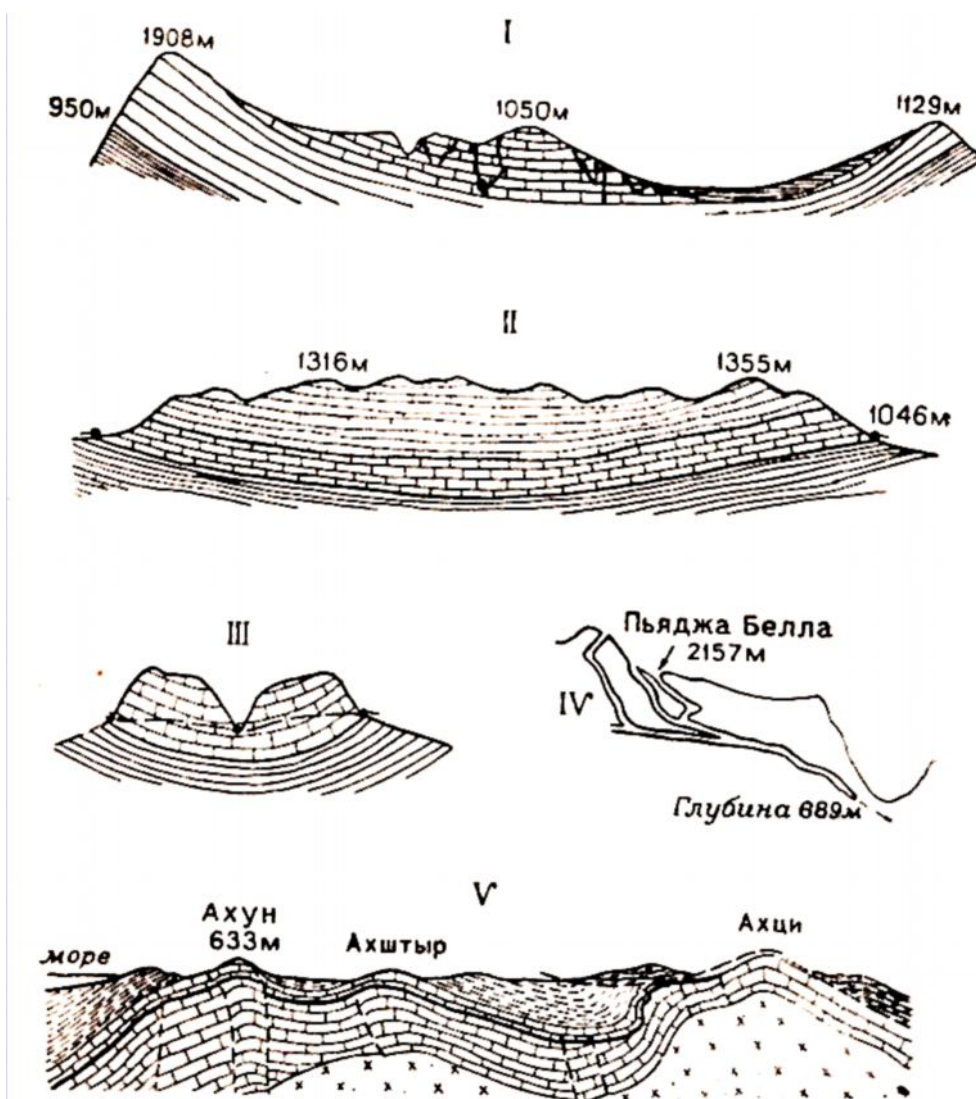


Рис. 3. Горные карстовые бассейны, водоносные системы: I—Воклюзский карстовый бассейн во Франции (по К. Кейльгаку, 1935); II—Водораздельный малый горный карстовый бассейн Фумайоло в Эмилианских Альпах (Италия) по Е. Принцу и Р. Кампе (1937); III—Привенский малый горный карстовый бассейн в Австрийских Восточных Альпах (по Е. Принцу и Р. Кампе, 1937); IV — Схема водораздельной горной карстовой водоносной системы массива Маргарэ в Приморских Альпах (по Е. Далмассо, 1964); V—Сочинский горный артезианский бассейн с пластово-карстовыми водами (по А. М. Овчинникову, 1947)

17 м³/сек, имеются и подвешенные воды, по-видимому, на местных водоупорах. У подножья горы Люр на высоте 1000 м подвешенные воды были установлены в карстовой шахте и вблизи Тересье вскрыты штольней. Расход воды этой штольни даже при самом низком стоянии карстовых вод не падает ниже 2 м³ в минуту (К. Кейльгак, 1935).

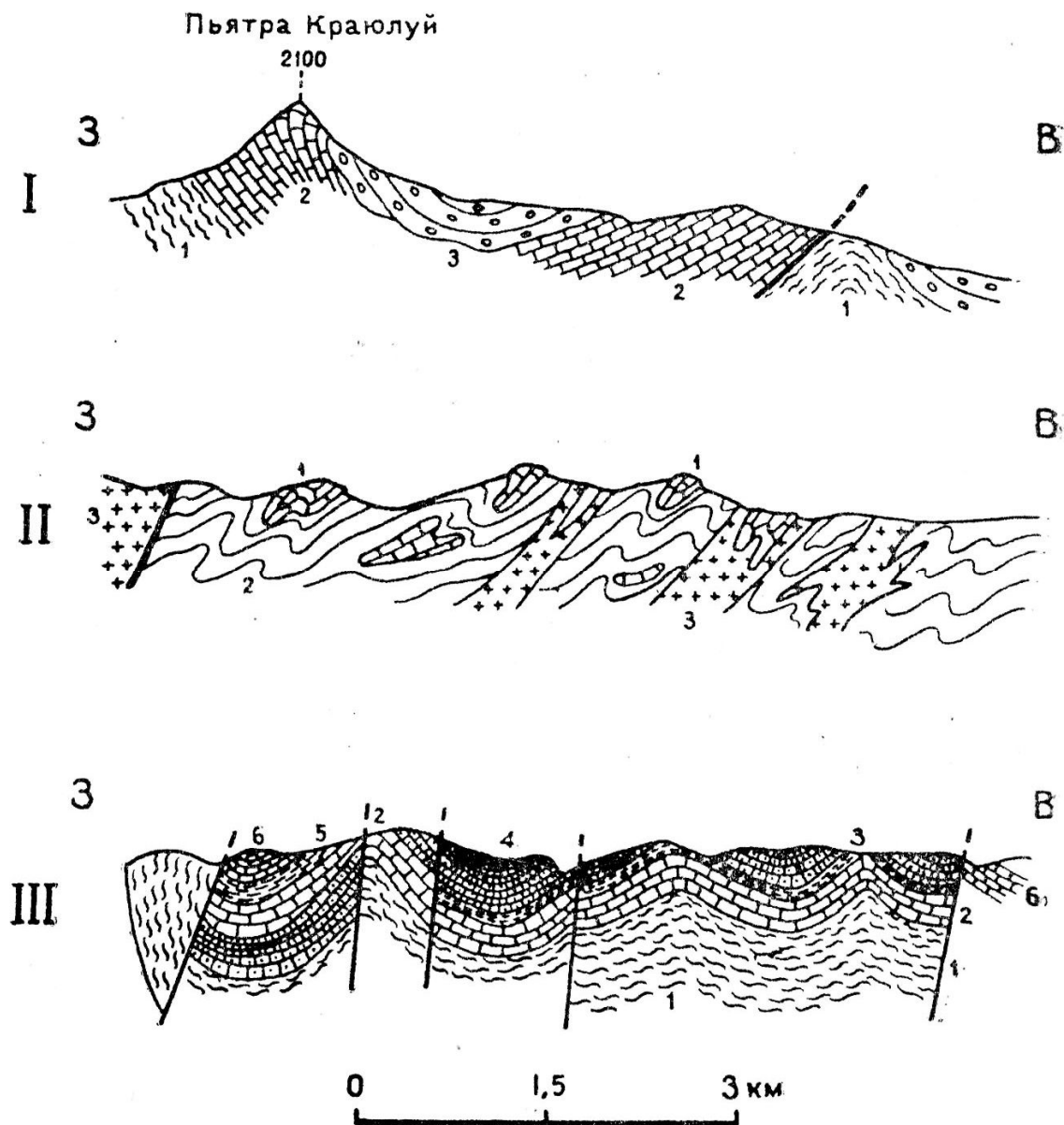


Рис. 4. Малые горные карстовые бассейны

Румынии (по М. Бляху и Т. Русу, 1965) I — Массив Пятра Краюлуй: 1—кристаллические сланцы;

2 — известняки (келловей); 3 — конгломераты (сеноман) II — Горы Металичи: 1 — юрские известняки; 2— нижнемеловой флиш; 3 — диабазы

III — Синклинали карстовых вод в горах Анины в западной части Баната: 1 — песчаники и мраморы (лейас-дог гер); 2— известняки (келловей); 3— мрамор (оксфорд); 4 — известняки (лузитан-титон); 5 — мрамор (готерив — н. бар рем) ; 6 — известняки (ургон)

В Румынии (К. Моташ, В. Пушкариу, М. Бляху, 1964; М. Bleahu, Т. Rusu, 1965) небольшие бассейны карстовых вод на водоразделах описаны как особый тип карста горных гребней. В массиве Пьятра Краюлуй келловейские известняки верхней юры слагают одноименную вершину с отметкой 2100 м. Они образуют небольшую синклинальную складку, ширина которой, судя по опубликованному профилю. 5 км. В ядре складки — верхнемеловые (сеноманские) конгломераты. Подстилаются известняки синклинали кристаллическими сланцами. Известняки слагают длинные узкие возвышенности, господствующие над окружающей местностью. Карстовые гребни покрыты немногочисленными воронками, редкими карстовыми колодцами и расчленены глубокими ущельями, в склонах которых имеются многочисленные пещеры. Благодаря малой площади количество подземных вод в этих карстовых бассейнах невелико (рис. 4, I). Подобные небольшие карстовые бассейны известны в Румынии в массиве Хэшмаш и в основании некоторых чешуйчатых складок гор Траскэу (Трансильвания).

Выделяемый в Румынии второй тип изолированных известняков среди некарстующихся отложений представлен двумя разновидностями. Первая — это рифовые известняки. Таковы гора Тесла в массиве Чукаш или Пьятра Адреулуй в горах Металичи.

Вторая разновидность — это отложения известняков среди флиша. В качестве примера можно указать известняки массива Пьятра Маре на восточном склоне Бучеджей и гор Металичи. Степень закарстованности зависит от размеров известняковых массивов и их положения в рельефе. В ущелья речных долин, прорезающие массивы, открываются устья заполненных и активных пещер. На гребнях известняки четко выделяются среди окружающего ландшафта в виде утесов. У подножья последних находятся осыпи. В утесах наблюдаются небольшие пещеры, образованные инфильтрационными водами. Такова пещера Пэтра Четин в горах Металичи. Водоносность таких небольших водораздельных карстовых бассейнов невелика (рис. 4, II). В горах Анины в западной части Баната высотой 400—700 м наблюдаются синклинальные бассейны карстовых вод, осложненные сбросами (рис. 4, III). Водоносность их больше, чем для водораздельных.

Континентальные склоновые бассейны карстовых вод. Для них, как и для приморских бассейнов, характерен односторонний поперечный подземный сток, значительное развитие зоны вертикальной нисходящей циркуляции, наличие зоны горизонтальной циркуляции. Разгрузка карстовых вод в зависимости от местных условий происходит в виде родников на склоне или у подножья гор. Реже континентальные склоновые бассейны карстовых вод не имеют родникового стока и разгружаются путем перелива в водоносные горизонты предгорного прогиба. К бассейнам этого типа можно отнести север Горного Крыма и многие карстовые массивы Западной Грузии.

Цокольные горные карстовые бассейны отличаются высоким положением подстилающего карстующиеся толщи ложа водоупорных или очень слабо водопроницаемых терригенных осадочных, метаморфических и кристаллических образований. Подземный сток здесь односторонний поперечный, а при эрозионном вскрытии карстующихся толщ — центростремительный. Развита зона вертикальной нисходящей и горизонтальной циркуляции. Разгрузка карстовых вод склоновая с потоками-водопадами и внутренняя при эрозионном вскрытии. Многочисленны примеры цокольных бассейнов карстовых вод в горах Атласа.

Средний Атлас в центральном Марокко имеет высоту более 1200 м. Осадков выпадает до 500 и даже 800 мм. Снег с декабря по март лежит на высоте более 1000 м и достигает иногда толщины 1,5 м. Карстовое плато состоит из цоколя, представляющего почти вертикально поставленные палеозойские отложения, которые перекрыты собранными в пологие складки юрскими известняками. На площади свыше 300 км² эти известняки перекрыты четвертичными

базальтами с известным типом подвулканического среднеатласского карста. Площади, сложенные известняками, также характеризуются широким развитием карстовых явлений. Здесь наблюдаются воронки, пропасти, пещеры, исчезающие реки.

Атмосферные осадки, поглощаемые карстовыми воронками, пропастями и шахтами, доходят до палеозойского ложа и разгружаются в виде многочисленных концентрированных карстовых источников. У северного края Среднего Атласа это источники Сефру, Мекнеса и Эль-Хажеба. В середине вытекают источники Азру и Айн-Себу и сорок источников Ум-Эр-Рбия. Некоторые из последних, ввиду высокого положения водоупора, низвергаются из пещер на склоне в виде водопадов. Карстовые источники северного края Среднего Атласа вытекают у скалистого обрыва высотой 100 м, возвышающегося над постепенно повышающейся равниной высотой 900 м. Дебит многочисленных воклюзских источников достигает 1—1,5 м³/сек. Вокруг этих источников возникли окруженные плодовыми садами поселения, такие, как Эль-Хажеб и Сефру, насчитывающие 10 тыс. жителей. Многочисленные источники Ум-Эр-Рбия дают начало одноименной реке длиной 555 км — самой значительной в Северной Африке. Воды ее используются для орошения и энергетических целей. У Си-Саид-Маашу по тоннелю речная вода поступает на турбины электростанции. Благодаря карстовому питанию производительность ее летом и осенью значительно ниже, чем зимой и весной. Расход р. Ум-Эр-Рбия в нижнем течении в апреле более 2000 м³/сек, при минимальном в летнее время — 25 м³/сек. Отношение мак./мин. = 80. Водами этой реки орошалось 30 тыс. га. В районе Тазекке Средний Атлас резко поднимается и достигает высоты более 2 тыс. м. Благодаря высокому положению Цоколя из сланцев карстовые воды юрских известняков низвергаются в виде водопадов (Г. А. Максимович, 1964 а; О. Бернар, 1949).

Приморские открытые опущенные склоновые горные карстовые бассейны и водоносные системы. Они отличаются опущенным водоупорным ложем из некарстующихся отложений, находящемся ниже уровня моря. Вблизи берега дно моря сложено карстующимися карбонатными породами. В молодых складчатых областях, где еще нет сообщающихся горизонтов карстовых вод, это по существу еще только водоносные системы. Для приморских опущенных склоновых карстовых бассейнов и водоносных систем характерен односторонний подземный сток в направлении моря, значительное развитие вертикальной нисходящей циркуляции, наличие зон горизонтальной и сифонной циркуляции часто в виде изолированных водотоков. Разгрузка карстовых вод субмаринная и в виде пещерных рек вблизи уровня моря.

К приморским склоновым опущенным бассейнам и водоносным системам карстовых вод относятся многие участки приморских Динарид и небольшой участок Крыма западнее Байдарских ворот с их субмаринной разгрузкой, а также некоторые участки Приморских Альп.

Примером приморской склоновой опущенной водоносной системы является массив Арабика, площадью 542 км², сложенный в основном отложениями верхней юры и мела. На размытой поверхности порфиритовой свиты байоса, сложенной порфиритами, туфами и туфобрекчиями, залегают битуминозные и брекчиевидные известняки верхней юры (титон — лузитан). Меловые отложения представлены битуминозными и доломитизированными известняками нижнего неокома и мощными грубослоистыми известняками баррема. Меньшим распространением пользуются отложения альб-апта и верхнего мела (турон—сеноман—сенон), сложенные доломитизированными разностями известняков, мергелями и песчаниками.

В тектоническом отношении массив представляет сложную складчатую структуру, осложненную разрывными нарушениями.

Подошва верхних карбонатных отложений наиболее высоко расположена в сводах антиклиналей Арабика и Гега, а в направлении Черного моря опускается ниже и уходит под уровень моря (Т. З. Кикнадзе, 1965).

Основным или базальным водоупором является среднеюрская порфиритовая свита. На антиклинали Арабика она местами вскрыта денудацией, а на большей части территории покрыта верхнеюрской карстующейся карбонатной толщей. В пределах этой антиклинали развита зона поверхностной циркуляции с каррами, во-

¹ Опускание может произойти вследствие отрицательных движений земной коры на данном участке. Погружение карстующихся пород может быть также обусловлено подъемом уровня моря и мирового океана. В обоих случаях по положению относительно уровня моря автор называет карстовые бассейны и водоносные системы опущенными, вкладывая в это понятие пространственный, а не генетический смысл.

ронками и расширенными устьями карстовых пропастей. Сравнительно большое развитие имеет зона вертикальной нисходящей циркуляции, а над базальным водоупором — горизонтальной циркуляции. Там, где юрские отложения прорезаны долинами Жеопсе, Сандрипш, Бзыби, на склонах на высотах 1000—1200 м воды зоны горизонтальной циркуляции разгружаются в виде родников с дебитом 1—10 л/сек.

Второй промежуточный водоупор представлен отложениями нижнего неокома и сложен битуминозными доломитизированными известняками с прослоями мергелей и песчаников. Влияние этого водоупора наиболее ярко проявляется в синклинали Ачмарда. Над ним барремские известняки образуют небольшой Ачмардинский карстовый бассейн, воды которого разгружаются в долинах рек. Весьма импозантен исполиновый родник Голубого озера, вытекающий в долине р. Бзыби на правом берегу из карстовой воронки глубиной около 20 м. Расход этого ключевого горшка до 2—3 м³/сек. Он обусловлен значительной водосборной площадью этого участка Ачмардинской синклинали. Голубое озеро — плотинный родник, возникший в месте подпора карстовых вод барремских отложений нижненеокомским водоупором. Река Бзыбь пропилила водоупор, имеющий наклон 25°, и в наиболее низкой точке у падающего на север южного крыла синклинали возник плотинный источник в виде ключевого горшка. Разгрузка Ачмардинского карстового бассейна наблюдается и западнее в долине Жовеквары (водопады из трещин и пещер).

Третий верхний водоупор находится в отложениях верхнего мела и представлен альб-аптскими мергелями, песчанистыми мергелями. Находящиеся над этим водоупором карстовые воды верхнемеловых известняков дают родники с дебитом до 5—10 л/сек. Таковы Гелгелукский родник на высоте 1650 м в долине Бегерепсты, пять родников в районе Гюзле на высоте 1550—1700 м (дебит 5—7,5 л/сек, а после дождей 20 л/сек). Там, где площадь местного водоупора невелика и мал объем вышележащих закарстованных верхнемеловых известняков, дебит родников этого подвешенного водоносного горизонта очень мал и составляет десятые и сотые доли л/сек — классы 6, 7.

В целом массив Арабика представляет приморскую горную опущенную склоновую карстовую водоносную систему. Основное ее отличие — это субмаринная разгрузка. Огромное количество пресных вод бесполезно стекает прямо в море (Г. А. Максимович, Т. З. Кикнадзе, 1967).

Эти приморские системы характеризуются преобладанием одностороннего поперечного стока в направлении моря, наличием основных гидродинамических зон карстовых вод: поверхностной, вертикальной нисходящей, горизонтальной и сифонной циркуляции. Подчиненное значение имеют находящиеся на местных водоупорах подзоны подвешенных вод. Разгрузка карстовых вод происходит в основном вблизи уровня моря. Это наземные пещерные источники,

вытекающие выше уровня моря и дающие начало коротким карстовым рекам, впадающим в море. Имеется также подводная разгрузка, наиболее ярко выраженная в виде субмаринных источников пресной воды. Малое значение имеет склоновая и долинная разгрузка подвешенных вод из карстовых каналов и пещер.

В массиве Арабика основная разгрузка карстовых вод происходит на побережье Черного моря и связана с зонами горизонтальной и сифонной циркуляции. С зоной горизонтальной циркуляции связаны мощные наземные карстовые родники пещерных рек, вытекающие на высоте 1—26 м над уровнем моря. Это Гагринская группа (Репруа, Гагрипш, Цихерва и др.). Расходы их от 10 л/сек до 2,3 м³/сек. Разгрузка вод зоны сифонной, а возможно и горизонтальной, циркуляции происходит главным образом в виде субмаринных источников пресной воды в Гантиади и Гаграх. Количественно она не учтена, а для группы Гантиади составляет около 1 м³/сек.

Гидрогеологические условия Арабики сложны. Эта приморская горная опущенная склоновая карстовая водоносная система осложнена местным наложенным Ачмардинским бассейном карстовых вод.

Водораздельные карстовые водоносные системы отличаются большим развитием зоны вертикальной нисходящей циркуляции, центробежным, а иногда двухсторонним подземным стоком и склоновой разгрузкой карстовых вод. Примером водораздельной карстовой водоносной системы может служить массив Арба в Пиренеях (Верхняя Гаронна, Франция). Здесь имеется водораздельный карстовый водоносный комплекс из вертикальных, наклонных и горизонтальных полостей и пещер (рис. 5, 1). Топографическим водоразделом он разделяется на две карстовые гидрогеологические системы: Тромба и Хенн-Морт. Первая из них имеет разницу отметок наиболее высокой точки устья карстовой шахты и наиболее низкой точки в гроте Гуэй ди Эр 930 м. Эта сложная карстовая полость по глубине сейчас является третьей в Море.

Другая водораздельная карстовая система *Маргарэ*. приурочена к горному массиву в Приморских Альпах на границе Франции и Италии. Одна из шахт этого массива на итальянской территории Пьяджа Белла имеет глубину 689 м и является седьмой в Море. Массив сложен закарстованными меловыми известняками. Площадь его около 9 км². Наиболее высокая точка имеет отметку 2375 м. Дебит родника из карстового канала около 70 л/сек. Кроме наиболее глубокой имеются и другие карстовые шахты (рис. 3, IV). Карстовые воды стекают в несколько сторон (Е. Dalmasso, 1964).

Горные артезианские склоны с карстовыми и пластово-карстовыми водами представляют особый тип. Они отличаются односторонним поперечным подземным стоком, разгрузкой в виде восходящих и нисходящих эрозионных и трещинных источников, а иногда и путем перелива в другие водоносные горизонты. Карбонатные закарстованные отложения зале-

гают здесь среди водоупорных некарстующихся. Примером может служить водоносный горизонт в нижнемеловых валанжинских известняках и доломитах артезианского склона Большого Кавказа.

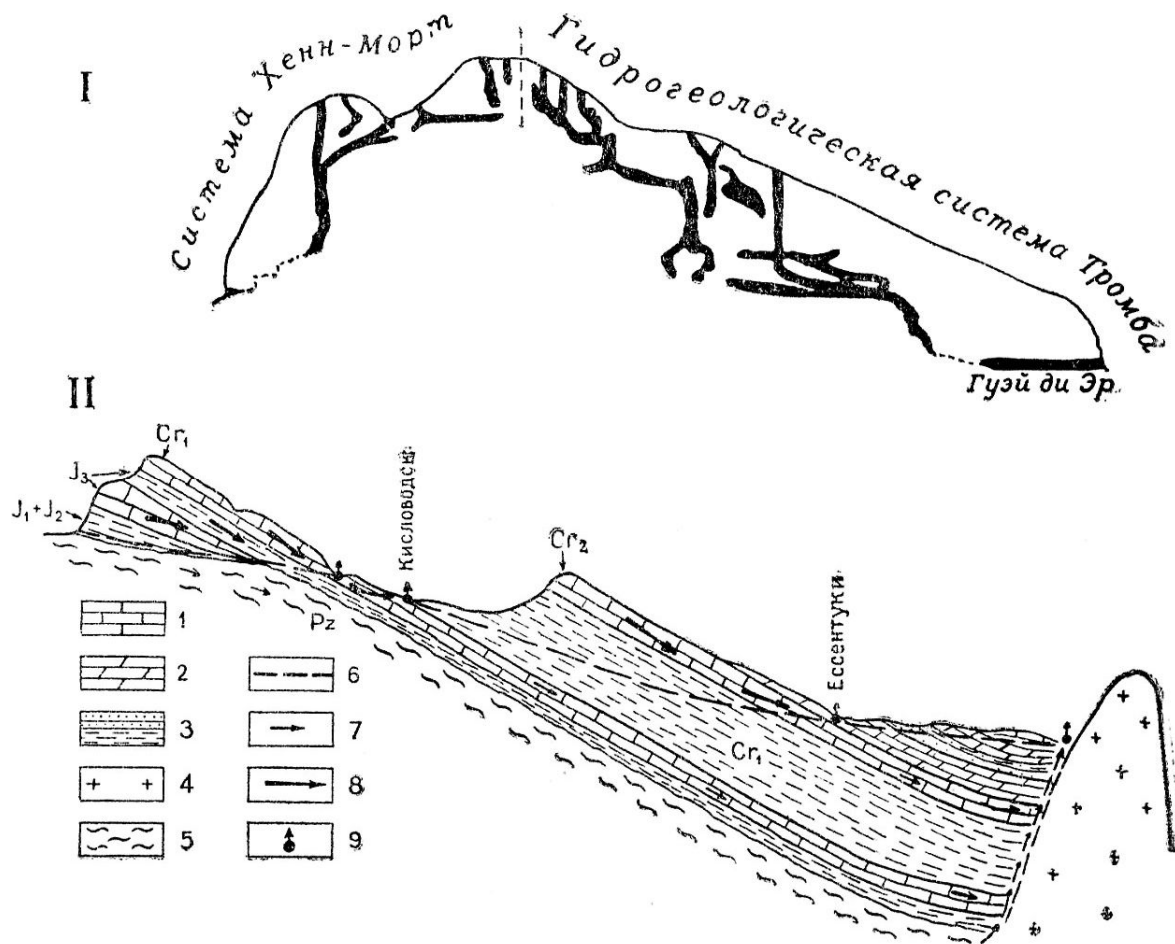


Рис. 5. Горные карстовые водоносные системы, склоны: I—Схема водораздельной карстовой водоносной системы массива Арба в Пиренеях (по Н. Кастере, 1963) II — Горный артезианский склон Большого Кавказа с карстовыми и пластово-карстовыми водами по С. А. Шагоянцу (схематизировано): 1 — известняки; 2—мергели; 3 — глинистые песчаники и глины; 4 — изверженные породы (трахиты); 5 — кристаллические сланцы; 6 — пьезометрический уровень углекислых вод в зоне разлома, обусловленный естественным давлением; 7 — направление движения минерализованных вод; 8 — направление движения слабоминерализованных вод от областей питания; 9 — выходы минеральных вод (источники)

(Г. Н. Каменский, М. М. Толстихина, Н. И. Толстихин, 1959). В зоне выхода карбонатных отложений на поверхность к ним приурочены ненапорные трещинно-карстовые воды. Питаются они на юге атмосферными осадками. Там же, где валанжинский водоносный горизонт погружается под нижнемеловые глины, появляется напор и он становится артезианским. Кисловодский нарзан питается водами валанжинского водоносного горизонта недалеко от места погружения его под водоупор. Напорные воды по мере погружения

становятся все более минерализованными. Коллектор их из трещинно-карстового переходит в карстово-пластовый. Последний еще недостаточно изучен (рис. 5, II).

Горные артезианские бассейны с пластово-карстовыми водами, а также трещинно-карстовыми водами по разломам недостаточно изучены. Подземный сток их, по-видимому, односторонний поперечный и продольный, а разгрузка происходит путем восходящих трещинных источников. В верхней части, в области поглощения, на участке выхода карстующихся горных пород на поверхность, наблюдаются зоны вертикальной нисходящей и горизонтальной циркуляции. Последняя под водоупорной кровлей переходит в зону пластово-карстовой циркуляции.

Пластово-карстовые воды артезианских бассейнов складчатых сооружений отмечает И. М. Буачидзе (1963). На Кавказе это Сочинский, а также Мегрельский, Кодорский и Гудаутский артезианские бассейны. В Сочинском бассейне мезозойский карбонатный комплекс мощностью более 1000 м залегает на порфиритовой толще. Верхняя часть его закарстована и содержит пресные воды. К нижней части приурочено известное месторождение сероводородных артезианских вод Мацесты. Закарстованность этой нижней части недостаточно изучена (рис. 3, V).

Мегрельский бассейн приурочен к одноименной депрессии, дренируемой долинами рек Техури, Хоби, Ингури и их притоков. Воды этого бассейна получают основное питание в пределах Мегрельского хребта. В центральной части Мегрельского артезианского бассейна в нижнемеловых известняках баррема вскрыты артезианские термальные (82°) слабо сероводородные сульфатно-хлоридно-кальциево-натриевые воды.

В *Кодорском артезианском бассейне*, расположенном на Черноморском побережье между Сухуми и Очамчира, дренируемом долинами реки Кодори и ее притоков, питание подземных вод происходит на Абхазском хребте и в юго-западной части Кодорского хребта. *Гудаутский артезианский бассейн* находится в окрестностях Гудауты. Водоносные горизонты Мегрельского, Кодорского, Гудаутского артезианских бассейнов приурочены к карбонатной толще мезозоя (Г. Н. Каменский, М. М. Толстихина, Н. И. Толстихин, 1959).

Основные характеристики выделенных карстовых бассейнов, артезианских бассейнов и склонов пластово-карстовых вод и карстовых водоносных систем горных районов приведены в таблице 4.

Выделенные типы не исчерпывают всего их разнообразия. Несомненно, изучение гидрогеологических структур позволит выделить новые типы. Необходимо отметить, что зачастую в горных районах мы применяли принятый в гидрогеологии термин «карстовый бассейн» довольно условно. При отсутствии сообщающегося водоносного горизонта этот термин не вполне применим. Однако мы его по традиции оставили, понимая под ним систему более или менее пространственно закономерных расположенных изолированных

Карстовые бассейны, артезианские бассейны и склоны пластово-карстовых вод
и карстовые водоносные системы горных районов (зона активного водообмена)

Типы бассейнов, склонов и систем	Типы подземного стока (для всей территории)	Преобладающие гидродинамические зоны	Характер разгрузки вод	Примеры
Водораздельные малые карстовые бассейны	Центробежный, иногда двухсторонний	Горизонтальной циркуляции	Склоновая — перепадающие источники	Фумайоло (Италия), Венский, Румынские, Воклюз (Франция), +
Континентальные склоновые бассейны карстовых вод	Односторонний поперечный	Вертикальной нисходящей, горизонтальной циркуляции	Карстовые источники вблизи подножья гор, на склоне	Север Горного Крыма, многие массивы Западной Грузии
Цокольные склоновые карстовые бассейны	Односторонний поперечный и центростремительный (при эрозионном вскрытии)	Вертикальной нисходящей и горизонтальной циркуляции	Склоновая с потоками, водопадами и внутренняя	Средний Атлас
Приморские опущенные склоновые бассейны карстовых вод и водоносные системы	Односторонний поперечный в направлении моря	Вертикальной нисходящей, горизонтальной и сифонной циркуляции	Субмаринная, пещерные реки вблизи уровня моря	Гагринский, многие участки приморских Динарид, Приморские Альпы (Крым, западнее Байдарских ворот)
Водораздельные карстовые водоносные системы (преобладают изолированные водотоки)	Двухсторонний и центробежный	Вертикальной нисходящей и горизонтальной циркуляции	Склоновая	Массив Арба (Пиреней), массив Маргарэ (Приморские Альпы)

Окончание табл. 4

Типы бассейнов, склонов и систем	Типы подземного стока (для всей территории)	Преобладающие гидродинамические зоны	Характер разгрузки вод	Примеры
Горные артезианские склоны с карстовыми и пластово-карстовыми водами	Односторонний поперечный	Вертикальной нисходящей, горизонтальной и пластово-карстовой циркуляции	Восходящие и нисходящие эрозионные и трещинные источники	Артезианский склон в районе Кавказских Минеральных Вод
Горные артезианские бассейны с пластово-карстовыми водами (и трещинно-карстовыми по разломам)	Односторонний поперечный и продольный	В верхней части — горизонтальной циркуляции. В нижней — пластово-карстовой циркуляции	Восходящие трещинные источники	Сочинский, Мегрельский, Кодорский (?)

водоносных каналов. Отступили от термина «бассейн» мы пока только в двух случаях — при характеристике водораздельных и склоновых карстовых водоносных систем.

УСЛОВИЯ ВЫХОДА КАРСТОВЫХ ИСТОЧНИКОВ

Воды карстовых массивов разгружаются в виде наземных и подводных источников, либо питают другие некарстовые подземные воды. Рассмотрим условия, при которых возникают выходы карстовых вод в виде родников. Ранее (т. I, гл. XIV) было показано, водами каких гидродинамических зон питаются родники.

По условиям выхода карстовые источники могут быть подразделены на денудационные, трещинные, приморские, смешанные.

Денудационные источники

В группу денудационных входят четыре типа источников: эрозионные, горные денудационные, польев, плотинные.

Эрозионные источники. Эрозионные карстовые источники наиболее распространены. Вскрытые эрозией водоносные трещины, щели, каналы зоны вертикальных нисходящих вод, подзоны подвешенных вод, зон горизонтальной и сифонной циркуляции обычно дают карстовые источники. Эти родники выходят в речных долинах на склонах, на террасах, на дне долины и в русле.

Эрозионные склоновые родники известны как на равнинах, так и в горных районах. На склонах эрозионных долин на разной высоте над уровнем воды в реке вытекают постоянные или периодически действующие карстовые родники, которые питаются водами зон подвешенных вод на местных водоупорах и горизонтальной циркуляции (рис. 6, 1). Примером склоновых эрозионных источников могут служить упоминавшиеся уже (т. I, гл. XIV) карстовые родники

на р. Чусовой	на высоте более	10 м,
на р. Колве	»	20 м,
на р. Бзыби	»	480 м,
на р. Апширсай	»	20 м.

На р. Шемаха (приток р. Белой, басс. Камы) на высоте 3 м (действует периодически).

Эрозионные долинные источники вытекают на дне долины, но не в русле. Они часто питаются водами зоны сифонной циркуляции. Примером может служить известный родник Голубого озера на р. Бзыби на Кавказе, вытекающий из расширенного устья, представляющего карстовую воронку (ключевой горшок) с поперечником 20-25 м и примерно такой же глубиной. *Эрозионные карстовые источники, вытекающие на террасах, или сокращенно эрозионные террасовые* питаются водами зон гори-

зонтальной и сифонной циркуляции. Мы уже приводили примеры таких источников на Уфимском плато в Инзерском районе, где они выходят в поймах рек. Таков например Холодный ключ с дебитом до 100 л/сек. К эрозионным террасовым относятся также сульфатные источники долины р. Сылвы в Кишертском районе Пермской области.

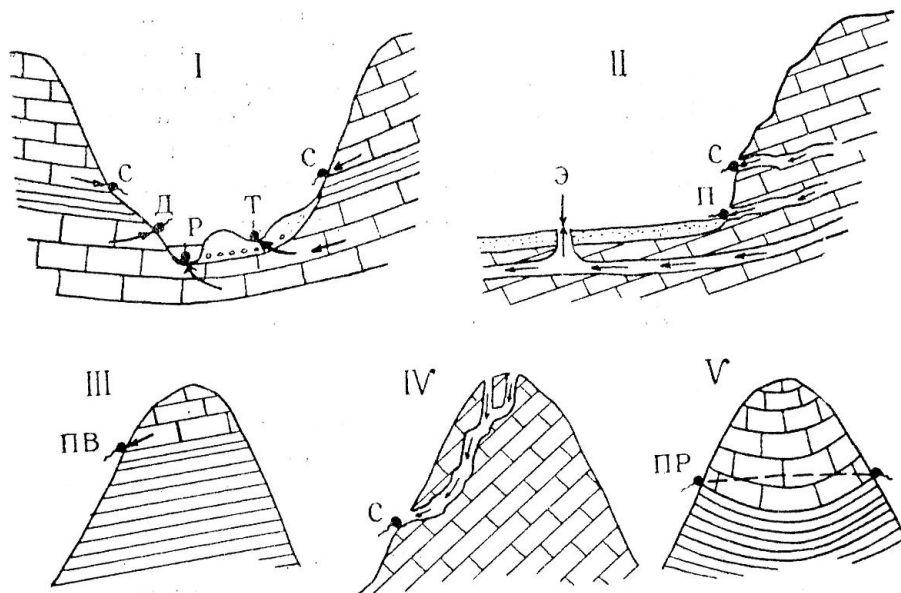


Рис. 6. Денудационные карстовые источники (по Г. А. Максимовичу, 1966):

I — эрозионные источники: С — склоновые, Д — долинные, Т — террасовые, Р — русловые. II — Источники полей: С — склоновые, П — подножий, Э — эставеллы. Горные денудационные источники; III — привершинные, IV — склоновые, V — переливающиеся

Русловые подводные источники питаются водами зон горизонтальной, сифонной и поддолинной циркуляции. Они наблюдались автором на реках бассейна р. Камы: Ирени, Сылве и других. Особенно хорошо их видно зимой во время полетов на самолете. Над местом выхода руслового подводного источника лед не образуется. При малом дебите возникает круглая полынья, а при большом ниже полыньи (по течению) можно видеть незамерзшую полосу. В теплое время года наличие русловых подводных родников устанавливаются гидрометрически, путем измерения расходов в двух створах реки. На участке, где имеются подводные ключи, наблюдается увеличение расхода. Местонахождение же родников определяется геофизическими методами: резистивиметрией и термометрией.

Горные денудационные источники. Группа денудационных источников характерна для горных стран, где вскрытие карстовых каналов обусловлено несколькими экзогенными процессами. Зачастую первопричиной является эрозия. Однако последующие денудационные процессы,

такие, как смыв со склонов, оползни, обвалы, так видоизменили склоны вершин, что правильнее говорить о комплексе экзогенных деструкционных процессов или денудации (рис. 6, III-V).

Денудационные привершинные и склоновые источники обладают различной водообильностью. Это зависит от того, водами какой зоны они питаются. В Гагринском карстовом районе при подъеме на Мамздышку автор наблюдал малodeбитный карстовый источник, вытекающий из трещины, расширенной взрывом. Второй такой же источник был почти у самой вершины. Оба эти родника питались водами подзоны висячих водотоков на местных водоупорах (рис. 6, III).

Более водообильны *денудационные склоновые* карстовые родники, питающиеся постоянными водотоками зон горизонтальной и сифонной циркуляции. В качестве примера можно указать пещерный источник Гуэй ди Эр в массиве Арба (Верхняя Гаронна, Франция). Этот родник представляет место разгрузки карстовой водоносной системы Тромба (рис. 5, I).

Переливающиеся денудационные карстовые источники (рис. 6, V) также характерны для горных районов и могут быть привершинными и склоновыми. Они часто наблюдаются при наличии небольшого карстового бассейна, представляющего мульду, сложенную закарстованными отложениями, которая лежит на водоупоре. Такова синклиналь горы Фумайоло в Эмилианских Альпах (Италия) в истоках р. Тибра, сложенная отложениями палеогена. Закарстованные известняки здесь лежат под песками и подстилаются водоупорными сланцами (рис. 3, II). Вытекающие из известняков по окраине 8 родников переливают через подстилающие сланцы. Четыре родника вытекают в центральной части массива (Е. Принц, Р. Кампе, 1937).

Вторым примером может служить небольшая синклиналь в Восточных Альпах в Австрии. Она сложена триасовыми отложениями. Закарстованные водоносные верхнетриасовые известняки залегают на водоупорных верфенских сланцах и дают переливающиеся карстовые родники (рис. 3, III), которые являются одним из источников водоснабжения г. Вены (Е. Принц, 1933):

К. Кейльгак (1935) к переливающимся относит и известный исполиновый карстовый источник Воклюз в Южной Франции, который питается водами закарстованных нижнемеловых (неоком) известняков.

Источники полъев. Встречающиеся довольно редко полъя характерны для горных стран. В образовании наиболее значительных из них принимали участие как тектонические процессы, в частности нарушения, так и денудационные процессы. Это не только карст, но обвалы, смыв со склонов и другие. Поэтому мы рассматриваем источники полъев в группе денудационных (рис. 6, II). Карстовые источники полъев делятся на склоновые, подножий и эставеллы. *Склоновые родники* вытекают из карстовых каналов,

находящихся на некоторой высоте над дном поля. В зависимости от режима питающих их карстовых вод они бывают периодически действующие и постоянные.

Источники подножий вытекают у подножий склонов полей. Вытекающие из них пещерные потоки часто дают начало рекам, которые, пройдя некоторый путь по полю, исчезают в понорах.

Эставеллы представляют углубления на краю или на дне поля, которые часть года поглощают воду и являются аппаратом подземного стока. В периоды выпадения осадков и таяния снега, когда находящиеся на глубине 20—30 м под дном поля карстовые каналы заполняются напорной водой, из попоров под гидростатическим давлением начинают действовать родники. Эставеллы известны во Французской Юре. О. Леманн (1932) показал, что при наличии под днищем поля канала, в котором вода движется под напором, на дне поля могут открываться связанные с этим потоком поноры, из которых одни будут действовать как источники, другие — как поглощающие поверхностные воды поноры (И. С. Щукин, 1964). Эставеллы в Югославии известны в полях Церкнишко, Ливанско и других.

Плотинные, или барьерные, карстовые источники являются одной из разновидностей денудационных. Их называют также барражированными или литологически экранированными. Плотинные источники возникают в местах смены карстующихся водоносных пород некарстующимися водонепроницаемыми. Д. В. Рыжиков (1954) описал группу таких источников на р. Колве на участке камней Девий-Ветлан. Здесь на расстоянии 5 км, там, где закарстованные известняки сменяются перекрывающими их песчано-глинистыми отложениями (рис. 7, I), наблюдаются 24 карстовых родника 5—3 классов с дебитом 2—200 л/сек и суммарным дебитом в межень $2,7 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Е. Принц и Р. Кампе (1937) приводят схему плотинных Падерских карстовых источников, вытекающих из меловых отложений в Падерборне (ФРГ). Плотинный источник Фокероде на западном берегу р. Мейсснера в Гессене (ФРГ) вытекает из закарстованных пермских известняков цехштейна, там, где они перекрыты глинами верхнего цехштейна и нижнего пестрого песчаника (К. Кейльгак, 1935).

Возможен и случай, когда литологическое экранирование обусловлено фациальным замещением водоносных закарстованных отложений некарстующимися водонепроницаемыми (рис. 7, II).

Трещинные источники

Трещинные карстовые источники возникают в зонах тектонических нарушений, которые выводят на поверхность воды зон горизонтальной, сифонной, глубинной, а иногда и подрусловой циркуляции. Они довольно широко распространены.

Сбросовые плотинные источники являются одной из разновидностей трещинных. В результате тектонических движений по сбросам водоносные карстовые каналы зон сифонной, поддолинной (и горизонтальной) циркуляции приходят в соприкосновение с некарстующимися (рис. 7, III) или незакарстованными карстующимися

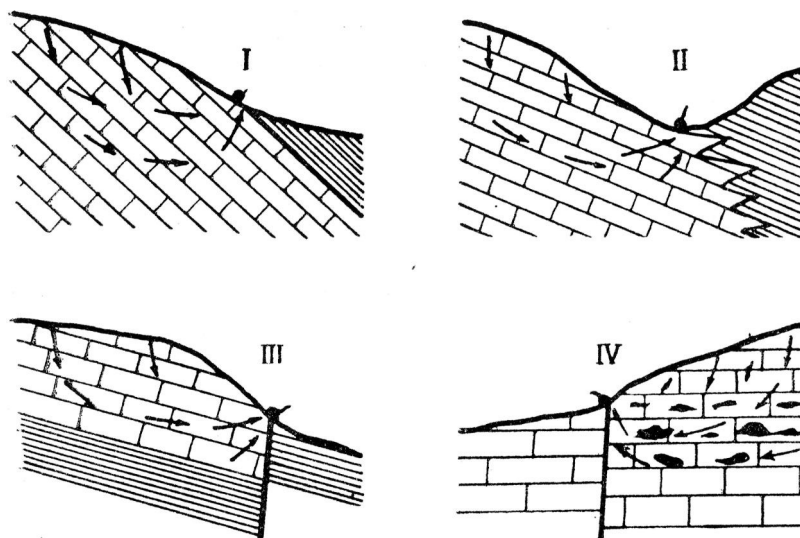


Рис. 7. Плотинные и трещинные карстовые источники (по Г. А. Максимовичу, 1966)

Плотинные литологически экранированные некарстующимися породами: I — перекрывающими, II — фациально замещающими. Сбросовые плотинные барражированные отложениями: III — некарстующимися, IV — незакарстованными карстующимися

(рис. 7, IV) породами и подпруживаются. Первый случай наблюдался в Донбассе в районе известного карстового источника Кипучая Криница, имевшего дебит 170 л/сек. В настоящее время в связи с интенсивным отбором воды и образованием депрессионной воронки этот источник прекратил существование. Пример второго подтипа источников автор наблюдал в Чехословакии в районе Деменовских пещер (Г. А. Максимович, 1959). Здесь есть сбросовый источник Вывиерание, обладающий дебитом 2—25 м³/сек. По устному сообщению А. Дроппы, в результате смещения по сбросу канал карстовых вод пришел в соприкосновение с незакарстованными известняками и подпруженные воды стали вытекать по трещине вверх. Отличие сбросовых источников в том, что воды карстовых каналов в результате смещения по сбросу подпруживаются и выходят на поверхность. В обычных трещинных родниках такое явление отсутствует.

Приморские источники

В карстовых районах в приморской полосе как на берегу, так и на дне моря возникают своеобразные карстовые родники, которые могут быть подразделены на абразионные, погруженные и морские мельницы.

Абразионные карстовые источники выходят по берегам морей и озер. Каналы их вскрыты абразией (рис. 8, I). В ряде случаев, несмотря на то, что родники находятся на берегу моря, может быть и другая причина появления их в данном месте, например, денудация. В каждом отдельном случае решить этот вопрос можно только после детального изучения геологической и геоморфологической истории данной территории. Часто к абразионным такие родники можно относить только условно. Абразионными по большей части являются источники поднимающихся крутых отвесных берегов, сложенных карбонатными отложениями. Карстовые каналы у уреза морской воды вскрываются за счет абразии, сопровождающейся обрушением. Таковы абразионные карстовые источники на берегу Большого Австралийского залива, где плато Налларбор обрывается уступом высотой 100—150 м. В основании уступа над подстилающими водоупорными отложениями из известняков вытекают многочисленные источники (Г. А. Максимович, 1962).

Погруженные источники. К этому типу мы относим подводные источники морей. Названы они так потому, что в большинстве случаев современные субмаринные источники возникли на суше и превратились в подводные в результате опускания прибрежной зоны или подъема уровня воды в мировом океане (рис. 8, II).

Ранее (т. I, гл. XIV) была дана довольно обстоятельная характеристика пресных подводных карстовых источников морей. В настоящем разделе приводятся опубликованные в последние годы новые данные, а также некоторые дополнения (Г. А. Максимович, Т. 3. Кикнадзе, 1967).

В СССР субмаринные источники известны для черноморского побережья Кавказа в районе Гагр и Гантиади. В районе Гагр (Т. 3. Кикнадзе, 1965) они вытекают на дне моря на глубине 10 м в 10—20 м от берега и прослеживаются местами на протяжении нескольких километров. В районе Гантиади юго-восточнее железнодорожного вокзала известны три хорошо видимых на водной поверхности «котла вскипания» субмаринных источников. Два из них находятся на расстоянии 40 м, а третий — 60 м от берега. В зоне опреснения (диаметром не более 4 м) над ближайшим к берегу субмаринным источником на глубине 10—20 см от поверхности моря произвели замеры температуры ртутным термометром. Температура увеличилась от 21°,5 в центре источника до 22°,5 на периферии. Сопротивление проб воды, по данным лабораторного резистивиметра, уменьшилось от 0,9 ом в центре источника до 0,5 ом на периферии. Два других подводных источника также оказывали

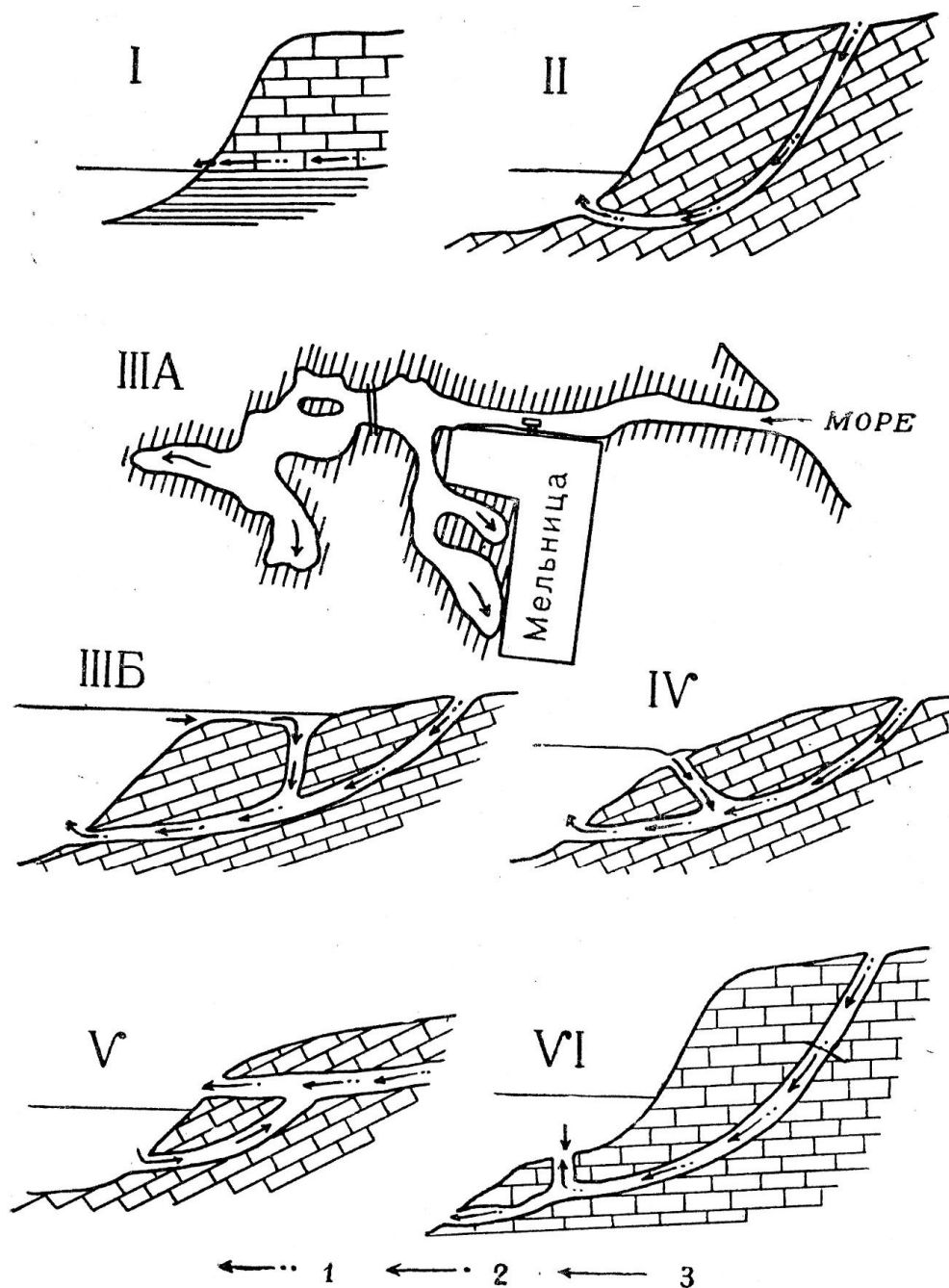


Рис. 8. Приморские источники:

I — абразионные, II — погруженные пресные субмаринные, III — морские мельницы: А — на о. Кефалиния (план — по Э. А. Мартелю, 1908), Б — схема морской мельницы; IV — морская пучина, V — источник солоноватой воды, VI — интермиттирующий субмаринный источник. Воды: 1 — пресные, 2 — солоноватые, 3 — соленые

влияние на сопротивление, которое повышалось от 0,38 до 0,44 — 0,48 *омм* (И. А. Брашнина, 1963).

В *Динарской* приморской карстовой провинции с ее очень большим стоком прямо в Адриатическое море субмаринные источники были известны еще Лукрецию. В последние годы их исследовали югославские гидрогеологи (I. Vaučić, 1965; B. Petrovic, B. Prelevic, 1965).

Вблизи полуострова Истрия севернее Пулы, между островами Брийони и материком, в заливе Фажан выходит один источник, а второй — между Опатией и Риекой.

В районе Лики у подножья хребта Велебит, имеющего протяжение 165 *км*, в Подгорском проливе разгружается несколько субмаринных источников. Часть из них питается водой р. Лика — самой большой исчезающей реки этого карстового района. В летнее время она исчезает в группе поноров Марков. В дождливый период поноры не могут поглотить всю воду и река течет по поверхности до поля Липово. 19 марта 1960 г. запуском флюоресцеина в Марков понор было показано, что карстовые воды подземно пересекают известняковый хребет Велебит и выходят в виде субмаринных источников у Юрьево и серии источников у Билуча (севернее Ябланац). Хребет имеет в этом районе наиболее высокие точки 1494 и 1699 м.

Находящийся южнее понор Вркляны, в котором исчезает небольшая речка Оспеница, изучался два раза. 19 августа 1955 г., когда в него пустили 30 *кг* флюоресцеина, окрашенная вода появилась в девяти субмаринных источниках и в одном из шести родников в долине р. Зрманья. Когда в этот понор 28 октября 1955 г. было пущено 70 *кг* флюоресцеина, то окраска появилась только в 4-х родниках к востоку от селения Селина. Окрашивание в 1960 г. в поноре Кршич сказалось в субмаринных источниках южнее Селина и родниках Рончевич в нижнем течении р. Зрманья.

Субмаринные источники имеются восточнее Трогира (западнее Сплита) в Каштеланском проливе между материком и островом Чиово. Здесь были изучены два подводных источника, которые по данным профилирования имеют глубину 35 м ниже окружающего морского дна, находящегося на глубине 15 м. Источники при спокойном море отчетливо видны по двум кругам восходящей воды, которая более пресная. Они довольно удалены от острова Чиово, особенно первый, который отстоит на 1 *км*. Изучение гранулометрического состава и минералого-петрографическое изучение отложений на дне воронок субмаринных источников и окружающих участков морского дна показало их различие. В частности в углублениях было установлено наличие терра росса, совершенно отсутствующей на окружающих участках морского дна. Краснозем был принесен карстовыми водами из области питания (S. Alfrevic, 1961, 1966).

Источник известен и в Брачском проливе восточнее Дубчи. Он

питается из понора в Ливанско полье. Другой субмаринный источник вытекает в проливе между материком и островом Шипан. На карте указано, что он питается понорами Провалья (№ 30) и Пониква (№ 32) в Полово полье.

Всего по данным М. Petrika (1961) на протяжении 420 км известно 32 субмаринных источника или групп источников, из них 14 — в районе полуострова Истрия и Хорватского приморья, 12 — в Далмации и шесть — в районе острова Брач.

Эти 13 групп источников, 10 одиночных источников и 9 с невыясненным количеством, по удаленности от берега распределяются следующим образом: менее 1 м — 6, 1—5 м — 3, 5—15 м — 7, более 15 м — 9. Последние — это наиболее водообильные источники. Не установлено расстояние от берега у семи источников.

По глубине морского дна, где выходят субмаринные источники, они распределяются так: меньше 1 м — 6, 1—5 м — 5; 5—10 м — 4; 10—30 м — 6; для 11—глубина моря не установлена. Наиболее глубокие источники находятся около Брела, в Каштеланском проливе, у Ика, вытекающие из-под хребта Велебит, и южнее св. Юрия.

В *Южной Греции*, в районах, где дно моря сложено мезозойскими известняками и мраморами, также наблюдаются подводные источники. В Лаконии в Мессинском заливе находятся два больших источника: Драгон и св. Дмитрия. Последний вытекает на расстоянии более 200 м от берега, а первый — на 1 км южнее. В западной части Аргонидского залива наиболее значительный субмаринный источник Анавалос вытекает на дне моря на глубине 36 м в 400 м от берега из трещины разлома, расширенной карстовыми водами. Глубина полости, из которой он вытекает, не менее 75 м. Севернее вблизи берега находится субмаринный источник св. Георгия.

В Коринфском заливе в Южной Фокиде и Беотии большой источник находится в бухте Аспра Спития. Вблизи берега имеется еще 4 источника. Крупные субмаринные источники расположены вдоль линий разломов. Предполагается, что в ледниковый период (вюрм I, II), когда уровень моря был понижен на 80 м, источники были наземными. В настоящее время подводные источники регулярно функционируют. Дебит их подвержен значительным колебаниям. Он возрастает после периодов дождей и уменьшается после периодов с незначительным количеством осадков (G. Mistardis, 1966, 1968).

В Средиземном море, где мезозойские карбонатные толщи Западных Альп (Приморские Альпы) слагают не только берега, но и дно, субмаринный источник на глубине 162 м известен на юге Франции на Лазурном берегу около Канн. Восточнее в Италии около Сан-Ремо пресные воды выходят на глубине 190 м. В других районах пресные подводные источники у берегов Средиземного моря выходят на глубине 15 м. Здесь пресная вода поднимается до поверхности моря, так что рыбаки набирают ее в бочонки.

Между городами Марселем и Касси на дне небольшой бухты Пор-Миу с давних пор на глубине 20 м известен источник пресной воды. Электрометрическими и термометрическими исследованиями установлены 4 выхода воды на дне. Они незаметны во время продолжительной засухи, а в дождливое время выбрасывают с большой силой мутную воду. В скальных берегах на высоте 20 м над уровнем воды имеются входы в две пещеры, а на плато известны четыре карстовые полости глубиной 83, 107, 134 и 173 м, дно которых покрыто осыпью. На геоморфологической карте Франции (Э. Мартонн, 1950) в этом районе показано карстовое плато альпийской складчатости (А. Р. Gallocher, 1954; Н. Roques, 1956; С. Martin, 1968).

Западнее мыса Куронн, в департаменте Буш-дю-Рон, прибрежная территория четырехугольной формы сложена белыми известняками бурдигальского яруса миоцена (неоген). Известняки подстилаются водоупорным песчано-глинистым пластом с включениями пирита, переходящего в Fe_2O_3 . Закарстованное плато спускается под уровень моря. В прибрежной полосе имеется много карстовых воронок. На берегу и под водой на протяжении 100 м выходит несколько сернистых источников, температура воды которых 30—35°. Летом большая часть их иссякает. Повышенную температуру воды источников объясняют экзотермическими реакциями, при которых вода обогащается сероводородом и железом (С. Froget, 1965).

Исследования подводных карстовых источников Южной Европы подтверждают возникновение их в наземных условиях. В субаквальные условия они попали в результате опускания дна моря и прилегающих участков берега. Некоторую роль, возможно, играло и поднятие уровня моря за счет увеличения количества воды.

Субмаринные источники Гагр, большая часть хорошо изученных югославских, а также Западного Средиземноморья вытекают на участках, где сложенное карбонатными отложениями и прикрытое илами дно моря имеет глубину до 15—30 м. Выходы некоторых источников юга Франции и Италии на глубинах 162 и 190 м обусловлены опусканиями большей амплитуды. Они создали впадину Средиземного моря, большая часть которого и в частности Лигурийское море обладают в этом районе глубиной более 2 км.

Мало данных о дебитах пресных субмаринных источников.

	Дебит, л/сек	м ³ /сутки
Ауризинский, Триест	230	20 000 (Е. Принц, Р. Кампе, 1937)
Подводный, Флорида	40 000(?)	(т. I, стр. 392)
Черноморский, Гантиади	300	(Г. А. Максимович, Т. З. Кикнадзе, 1967)

Морские мельницы и подобные им образования являются особенностью закарстованных побережий морей. Это либо поноры, поглощающие морскую воду, либо родники, несущие солоноватую

или пресную воду. И. С. Щукин (1964), следуя Кнебелю и Тану, считает их разными типами морских мельниц.

Поноры на островах и побережьях, которые поглощают морскую воду, были известны еще в древности грекам и римлянам. В западноевропейскую литературу они попали сто лет тому назад. На сложенном меловыми известняками острове Кефаллиния (Ионические острова) площадью 750 км^2 у города Аргостолиона морская вода с расходом $1,7 \text{ м}^3/\text{сек}$ непрерывно течет по руслу на остров и поглощается четырьмя понорами. Местное население использовало даровую энергию морской воды. В 1834 г. была построена первая водяная мельница, а в 1859 г. — вторая (Е. А. Martel, 1908). Это явление описали в 1867 г. F. Fouque, а затем К. Wiebel (1874). Последний назвал его морской мельницей. С тех пор поноры, поглощающие на суше морскую воду, так и называют (рис. 8, III А). Вибелю принадлежит и объяснение происхождения морских мельниц.

В карстовом канале подземный водоток с довольно крутым падением разгружается в море на большой глубине в виде подводного источника. Если одна из трещин или понор имеют сообщение с этим каналом, то они засасывают морскую воду подобно инжектору (рис. 8, III Б). В море разгружается уже смешанная солоноватая вода. В последнее время водолазы подтвердили предположение Вибеля. Для изучения путей движения воды на острове был также применен уранин. Морская вода, которая поглощается у города Аргостолион в понорах, пересекает под землей весь остров и изливается на поверхность на восточном побережье в виде солоноватых источников в 15 км по прямой от места поглощения. Используемые морской водой подземные каналы были образованы в вюрме, когда уровень моря был на 100 м ниже. Атмосферные воды, которые стекают по этим каналам к востоку, засасывают за собой морскую воду (V. Maurin, J. Zoetl, 1965/1966; Th. Glanz, 1965). Морская мельница Чертов колодец известна и на восточном побережье полуострова Истрии.

Солоноватая вода возникает в карстовом канале, который выходит выше уровня моря (рис. 8, V). Пресная карстовая вода, засасывая под водой морскую, разгружается на суше в виде родника со смешанной (солоноватой) водой. F. Jenko (1959) называет их *солоноватыми источниками*.

Морские пучины представляют затопленные морские мельницы (рис. 8, IV). В этом случае ноток пресной воды засасывает на небольшой глубине около берега морскую воду.

Дальнейшее опускание берега и прилегающего участка морского дна может привести к тому, что гидростатическое давление морской воды будет уравнивать напор пресной воды. Засасывающее действие пресной воды прекратится и морская вода перестанет поглощаться

¹ По И. С. Щукину (1964), около $150\,000 \text{ м}^3/\text{сут.}$

подводным понором. При еще большем подъеме уровня моря подземная река изменяет место своего выхода. Она начинает вытекать из карстового канала, через который ранее засасывалась морская вода. Пучина, поглощавшая морскую воду, превращается в субмаринный источник пресной воды.

Это только один из путей образования погруженных источников по схеме: морская мельница → морская пучина → субмаринный источник пресной воды. Возникают эти явления только у берегов опускающейся закарстованной суши. Морские мельницы и пучины встречаются реже, чем пресные субмаринные источники. Последние чаще возникают, минуя стадии морской мельницы и пучины, для образования которых необходимо наличие соответствующих благоприятных условий.

Интермиттирующие, или перемежающиеся, *субмаринные источники* то действуют, то превращаются в понор, засасывающий морскую воду (рис. 8, VI). И. С. Щукин (1964) по Э. А. Мартелю приводит пример такого перемежающегося родника. В гавани То в Средиземном море около города Сетт, где побережье и дно сложено закарстованными юрскими известняками и доломитами, во время зимних дождей действует субмаринный источник пресной воды Анверсак. Летом при малом притоке воды он превращается в понор, засасывающий морскую воду. Источники действуют только тогда, когда в пещерную реку поступает так много воды, что обычное русло не в состоянии ее пропустить, и вода находит себе выход в тот понор, через который летом происходило поглощение морской воды.

Смешанные источники

Особую группу составляют источники, выход которых обусловлен не одной, а двумя и большим числом причин. Например, указанный ранее плотинный источник на р. Колве является также эрозионным. Сбросовые плотинные источники Кипучая Криница в Донбассе и Вывиерание в Чехословакии находятся в долинах Мокрой Волновахи и Деменовки. Таким образом, они также являются и эрозионными. Однако по основной причине автор отнес их к сбросовым плотинным.

* * *

Приведенные данные не охватывают всего разнообразия типов карстовых источников по условиям их выхода. Несомненно, что наблюдения и изучение литературы позволят выявить новые типы. Классификация карстовых источников по условиям выхода приведена в табл. 5, которая не претендует на полноту. Однако автор полагает, что и в таком виде она является шагом вперед. Новые данные позволят ее дополнять и совершенствовать.

Таблица 5

Классификация карстовых источников по условиям выхода
(по Г. А. Максимовичу, 1966)

Группа	Тип	Подтип	Питание водами зон циркуляции						Краткая характеристика
			Подземных вод	Пере-ходной	Горизон-тальной	Сифонной	Подло-гонной	Глубинной	
Эрозионные		Склоновые	+	+	+				Типичны в горных районах и предгорьях. Постоянные и периодические. Дают водопады.
		На террасах			+	+			Часто постоянные
		Долинные			+	+			Ключевые горшки
		Русловые			+	+	+		Подводные
Денудационные горные		Привершинные	+						Часто малодобитные, периодические и постоянные
		Склоновые			+	+			Периодические и постоянные
		Переливающиеся		+	+				Постоянные и периодические
Полев		Склоновые	+						Периодические и постоянные. Дают водопады
		Подножий			+				Истоки рек полей
		Этавеллы						+	Родники — при большом притоке в карстовые каналы. Поноры — при малом

Продолжение табл. 5

Группа	Тип	Подтип	Питание водами зон циркуляции						Краткая характеристика
			Подземные вод	Пере-ходной	Горизон-тальной	Сифонной	Поддо-лонной	Глубинной	
Денудационные	Плотинные	Перекрытые			+		+		Постоянные. Барьером являются перекрывающие водонепроницаемые отложения
		Фациального замещения			+	+	+		Постоянные. Барьер — за счет фациального замещения некарстующимися
Трещинные	Сбросовые плотинные	Трещинные			+	+	+	+	Восходящие постоянные
		Подпруженные некарстующимися			+	+	+	+	Восходящие постоянные
		Подпруженные некарстующимися			+	+	+	+	Восходящие постоянные
Проморские	Абразионные				+				
	Погруженные	Подводные пресные			+	+			Субмаринные пресные

Окончание табл. 5

Группа	Тип	Подтип	Питание водами зон циркуляции						Краткая характеристика
			Подземных вод	Пере-ходной	Горизон-тальной	Сифонной	Под-донной	Глубинной	
Приморские	Погруженные	Морские мельницы			+	+			Субмаринные солоноватые за счет засасывания потоком пресных вод соленых морских
		Пучины			+	+			То же с поглощением ниже уровня моря соленых
		Переменяющиеся							Морские мельницы и пучины, дающие в многоводье подводные источники пресной воды
Смешанные		Трещинно-эрозийные и другие							

ГИДРОИЗОГИПСЫ И ГИДРОИЗОПЬЕЗЫ КАРСТОВЫХ ВОД

В районах, где ненапорные карстовые воды образуют единый горизонт, поверхность их изображают в виде гидроизогипс. В СССР одним из первых гидроизогипсы карстовых вод составил в 1910—1911 гг. Ф. Н. Погребов. Приводим выкопировку из опубликованной А. Н. Семихатовым (1934) этой схемы гидроизогипс и распространения воронок (рис. 9). В настоящее время для указанного района составлена новая карта (рис. 10).

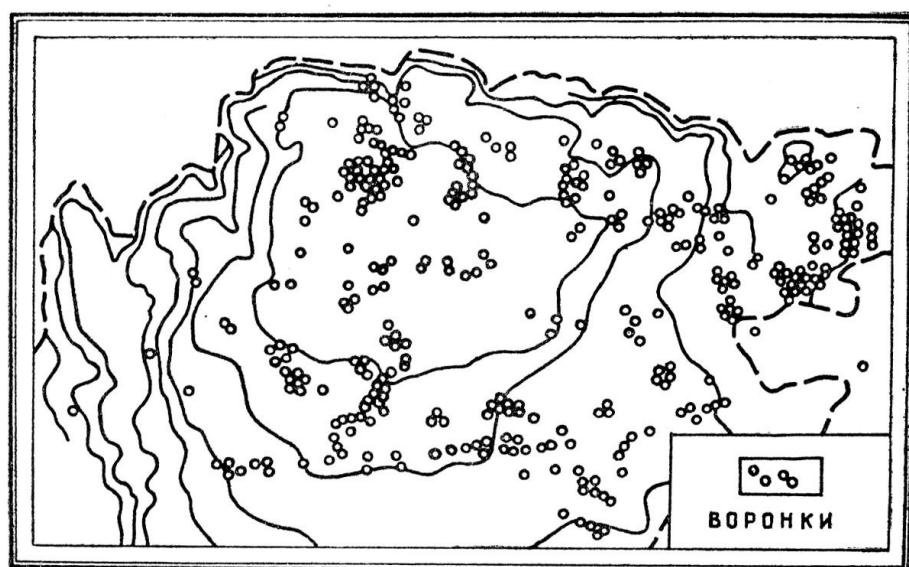


Рис. 9. Схема гидроизогипс карстовых вод Силурийского плато (по А. Н. Семихатову, 1934)

Л. А. Шимановский (1958) составил карту гидроизогипс для северной части карстовой области Уфимского плато. Если рис. 9—10 показывают для карстовых вод Силурийского плато центробежный сток, то для рассматриваемой части Уфимского плато наблюдается преобладание двухстороннего поперечного стока (Г. А. Максимович, 1959, 1962). В последнее время установлен и подводный сток в р. Сылву.

Весьма изменчивы гидроизогипсы в приречных районах. А. В. Турышев (1962) опубликовал схемы гидроизогипс на участке Кунгурской ледяной пещеры. В межень воды из пещеры стекают в р. Сылву и уклон поверхности карстовых вод равняется в среднем 0,5—0,7 м на 1 км (рис. 11, I).

Во время паводка, а иногда даже в летнюю межень, уровень р. Сылвы бывает выше уровня подземных озер. В такие периоды речная вода движется внутрь пещеры (рис. 11, II), причем обратный уклон карстовых вод составляет от 0 до 2—3 м на 1 км. Продолжительность периода с обратным уклоном изменяется по годам. В 1955 г. он удерживался более 25 дней, а в 1954 г. — около 40 дней,

причем длительное время осенью. Во время межени, когда поверхность карстовых вод очень пологая, даже небольшой подъем воды в реке — до 0,5 м — вызывает появление уклона зеркала в направлении от реки.

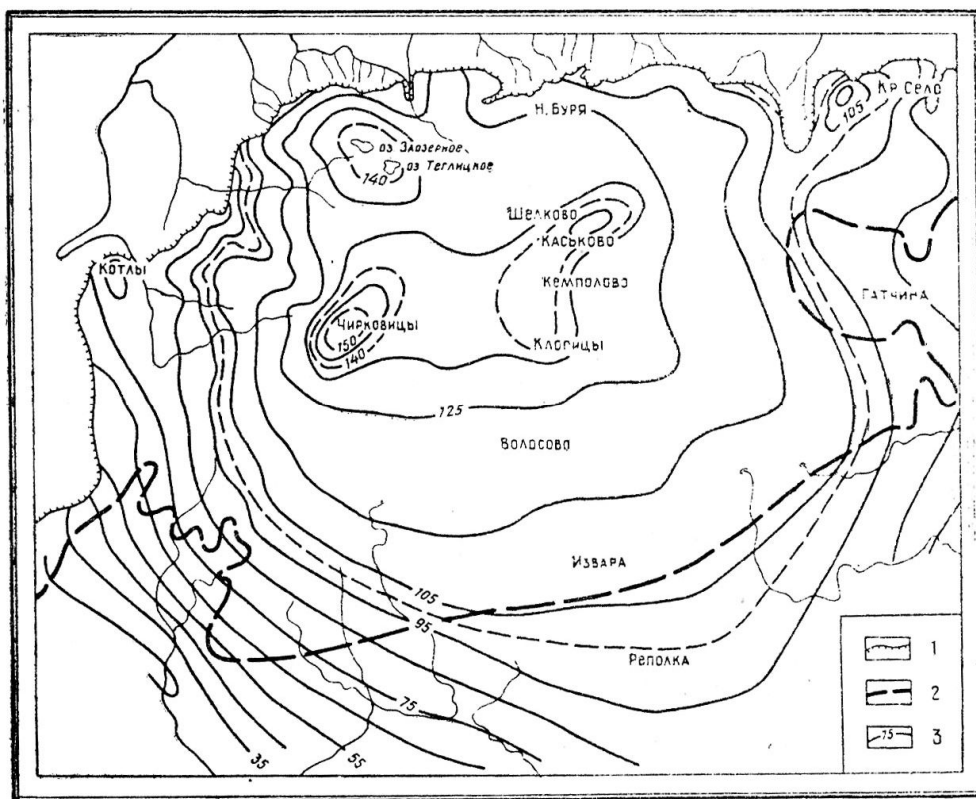


Рис. 10. Схема гидроизогипс карстовых вод Силурийского плато (по Ю. М. Гуревичу, 1966):

1 — глинт, 2 — северная граница распространения девонских отложений, 3 — гидроизогипсы

Разгрузка трещинно-карстовых вод и поглощение речных вод через донные отложения происходит на участках, где река подходит к коренному берегу. Сложенная же суглинками первая надпойменная терраса, примыкающая к крутому склону Ледяной горы, ввиду водопроницаемости меньшей, чем в закарстованных отложениях, служит относительным барьером (рис. 11).

Имеются и случаи, когда гидроизогипсы карстовых вод переходят в гидроизопьезы. В среднем течении р. Онеги трещинно-карстовые воды в карбонатных отложениях нижнего и среднего карбона, имеющих мощность 80—100 м, на приводораздельных участках образуют общий горизонт ненапорных вод. В пределах же речной долины, где закарстованная карбонатная толща перекрыта водоупорными межледниковыми глинами, карстовые воды имеют напорный характер. На отдельных участках горизонт трещинно-карстовых вод связан с подземными водами, содержащимися в песчаных

межледниковых отложениях. Подземный поток направлен от водоразделов к долине Онеги. Разгрузка трещинно-карстовых вод в Онегу происходит исключительно через родники, которые представляют основные дрены подземного потока. Гидроизогипсы подземного потока пересекают русло реки, образуя вокруг родников асимметричные воронки депрессии. Уклон потока в берегах Онеги в

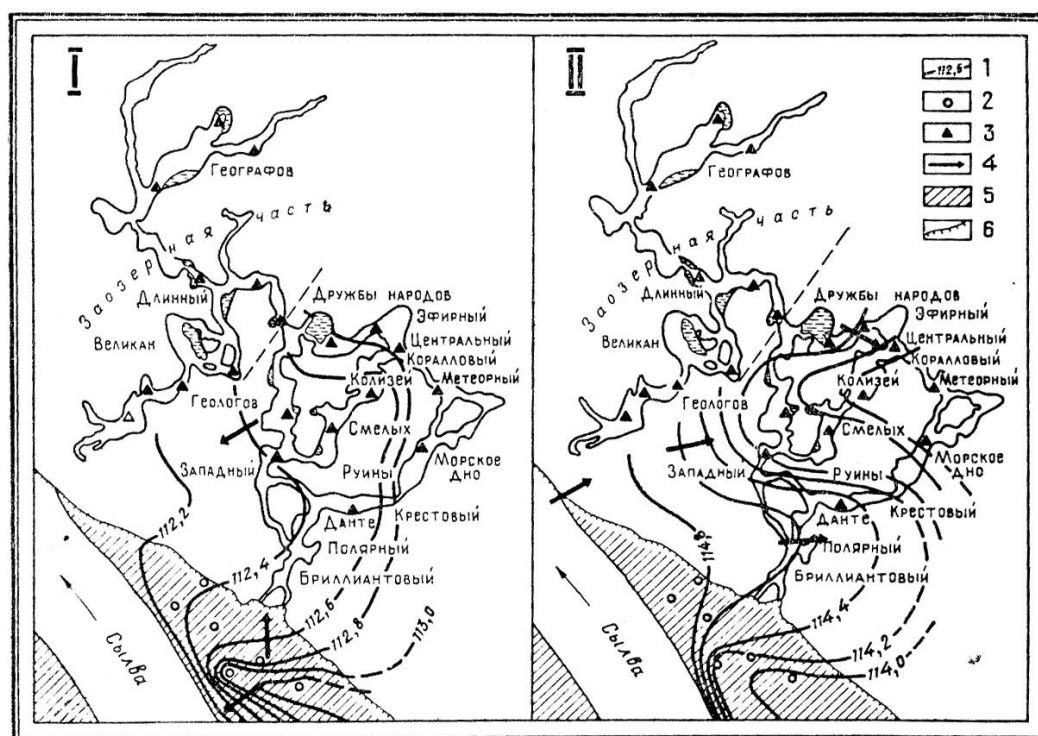


Рис. 11. Схема гидроизогипс карстовых вод в районе Кунгур ской ледяной пещеры (по А. В. Турышеву, 1962): I — 23 августа 1956 г., II — 2 мая 1955 г.: 1 — гидроизогипсы, 2 — скважины, 3 — водомерные посты в пещере, 4 — на правление движения карстовых вод, 5 — первая надпойменная терраса, 6 — коренной склон Ледяной горы

среднем 0,003 и увеличивается в местах дренажа трещинно-карстовых вод, у источников. Схема гидроизогипс и гидроизопьез приведена на рис. 12.

Своеобразный бассейн трещинно-карстовых вод приурочен к Жанайской закрытой водоносной структуре. Структура сложена турнейскими известняками нижнего карбона мощностью 150—200 м и закарстованного на глубину свыше 200 м. Коэффициент водоотдачи этих известняков 0,04, что дает в блоке площадью 1 км² при снижении уровня карстовых вод на 1 м объем воды 4·10⁵ м³. Модуль естественных ресурсов составляет более 1 л/сек с 1 км². Глубина залегания вод в зависимости от рельефа — 2,5—50 м.

Слагающие ядро брахиантиклинальной складки турнейские отложения на крыльях погружаются под слабо водопроницаемые

визейские. Это побудило И. А. Баркалова и М. А. Хордикайнена (1966) отнести Жанайскую водоносную структуру к типу закрытых. Она окружена слабо водопроницаемыми горными породами и не имеет выхода на поверхность турнейских отложений, которые находятся под рыхлым покровом коры выветривания и мезозойских отложений мощностью 20—50 м. В скважинах, расположенных на

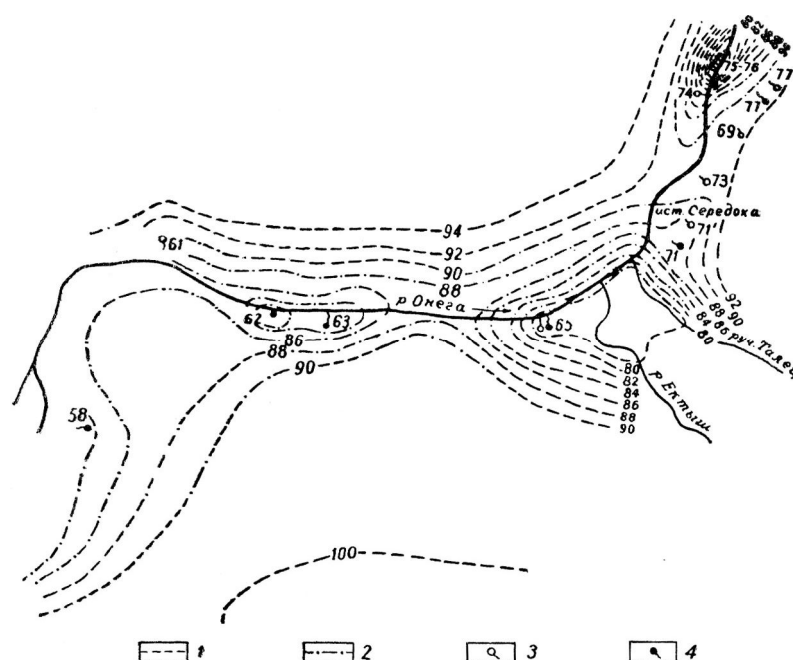


Рис. 12. Схема гидроизогипс и гидроизопьез карстовых вод в среднем течении р. Онеги (по С. Я. Жуковскому, 1962):

1 — гидроизогипсы; 2 — гидроизопьезы; 3 — источники, с дебитом 10—100 л/сек; 4 — то же, с дебитом 100—600 л/сек

крыльях структуры, под слабо проницаемыми отложениями визейского яруса наблюдается напор. На схеме гидроизогипс, заимствованной из работы И. А. Баркалова и М. А. Хордикайнена, нами здесь указаны не гидроизогипсы, а гидроизопьезы (рис. 13).

Примером неудачной попытки построить гидроизогипсы для горного массива может служить работа Е. А. Зубровой (1959). Она привела схему гидроизогипс бассейна трещинно-карстовых вод верхнеюрской карбонатной толщи крымских массивов Долгоруковской и Караби-Яйл, где вертикальная мощность закарстованных известняков 300—1000 м. Эту толщу она расчленила на две зоны. Верхняя — зона аэрации с локальными карстовыми потоками на север. Вода по карстовым каналам, разработанным в основном вдоль

трещин напластования, выходит в виде источников по склонам водоразделов, в оврагах и в руслах верховий рек.

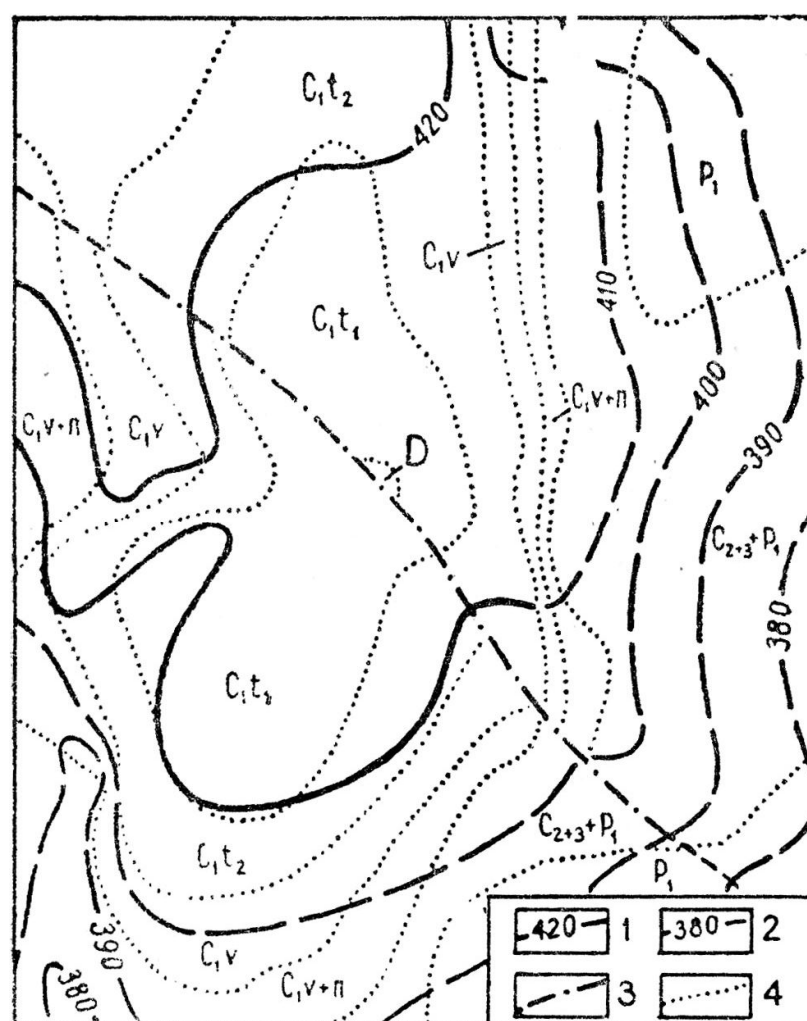


Рис. 13. Гидроизогипсы и гидроизопьезы карстовых вод Жанайской структуры в Джезказганском районе Казахстана по И. А. Баркалову и М. А. Хордикайнену (1966), июнь 1959: 1 — гидроизогипсы; 2 — гидроизопьезы; 3 — тектонические нарушения; 4 — границы стратиграфических комплексов

Нижняя зона сравнительно постоянно водонасыщена и находится ниже современного базиса эрозии, но под дренирующим воздействием рек и эрозионно-тектонических котловин, выполненных нижнемеловыми отложениями. Е. А. Зуброва предполагала, что движение карстовых вод в нижней зоне преимущественно горизонтальное по направлению уклона водоупорного ложа к наиболее глубоким дренам. Воды второй зоны разгружаются на северо-запад, север и северо-восток в русла рек: Тонаса, Карасу-Баши, Сары-Су, Бурульчи, Зуи, Малого Салгира. На северо-восточной окраине расположен самый большой карстовый источник Карасу-Баши.

В хребте Караби-Яйла гидроизогипсы изображают поток сообщающихся трещинно-карстовых вод нижнего горизонта, сопряженные с гидроизопьезами пластовых вод нижнемеловых отложений.

Спелеологические исследования на Караби-Яйле показали, что в глубоких карстовых шахтах на 50—60 м ниже отметок гипотетического «единого уровня», изображенного Е. А. Зубровой гидроизогипсами, воды нет совсем. Это указывает, что вместо предполагавшегося единого водоносного горизонта в нижней зоне также развиты локальные карстовые потоки (В. Н. Дублянский, Б. М. Смольников, 1966). Этот пример показывает, что в поднимающихся горных районах развиты изолированные водоносные карстовые каналы, так как единый водоносный горизонт, свойственный древним палеозойским толщам покрова платформ, еще не успел сформироваться. В этих условиях строить гидроизогипсы по отметкам выхода устьев карстовых родников, конечно, нельзя.

Промышленная деятельность человека, и в частности шахтные водоотливы, резко изменяет гидрогеологические условия. В Кизеловском каменноугольном бассейне иссякли водообильные карстовые источники, которые ранее использовались для водоснабжения.

Своеобразны гидрогеологические условия полос известняков, зажатых среди некарстующихся пород (Д. В. Рыжиков, 1956, 1958, 1959). Депрессионная воронка вод закарстованных известняков не распространяется в сторону ограничивающих их менее водопроницаемых некарстующихся пород. Здесь наблюдается резкий перепад уровней. Эта особенность наиболее резко проявляется при понижении уровня карстовых вод шахтным водоотливом. При этом, как и в Кизеловском районе, в районе Североуральских бокситовых месторождений иссякли карстовые родники. Некарстующиеся породы служат барражами, которые разделяют полосы известняков на отдельные поля с самостоятельным режимом карстовых вод, отражающемся и на карте гидроизогипс (Д. В. Рыжиков, 1958).

В Венгрии в Северном Баконе, где гидроизогипсы карстовых вод ранее указывали на сток в одном направлении (рис. 14, I), в результате откачки вокруг угольных шахт Дудар, Кишден и Балинка возникли воронки депрессии. Уровень понизился и карта гидроизогипс (рис. 14, II) совершенно изменилась (F. Matyi-Szabo, 1966). Это, как и в Кизеловском бассейне, вызвало затруднения в водоснабжении.

Приведенные данные показывают, что на платформах, где древний карст палеозойских карбонатных отложений осадочного чехла создал систему сообщающихся полостей и расширенных трещин, с успехом составляются гидроизогипсы трещинно-карстовых вод.

В приречных зонах, где карстовые воды разгружаются прямо в реку, наблюдается изменчивость гидроизогипс, обусловленная подъемом и спадом воды в реке. Подобная картина наблюдается в районах водохранилищ с большой сработкой воды. Если в приречном районе карстующиеся отложения перекрыты некарстующимися, то гидроизогипсы могут переходить в гидроизопьезы.

Во внутриконтинентальных областях Урала, Казахстана и других, где закарстованы палеозойские складчатые отложения основания платформ, гидроизогипсы ядер складок на крыльях под некарстующимися отложениями переходят в гидроизопьезы. Если же закарстованные толщи представляют узкие полосы среди некарстующихся, то последние представляют своеобразные барражи. В этом случае гидроизогипсы карстовых вод не связаны с гидроизогипсами в районе некарстующихся слабо водопроницаемых пород барражей.

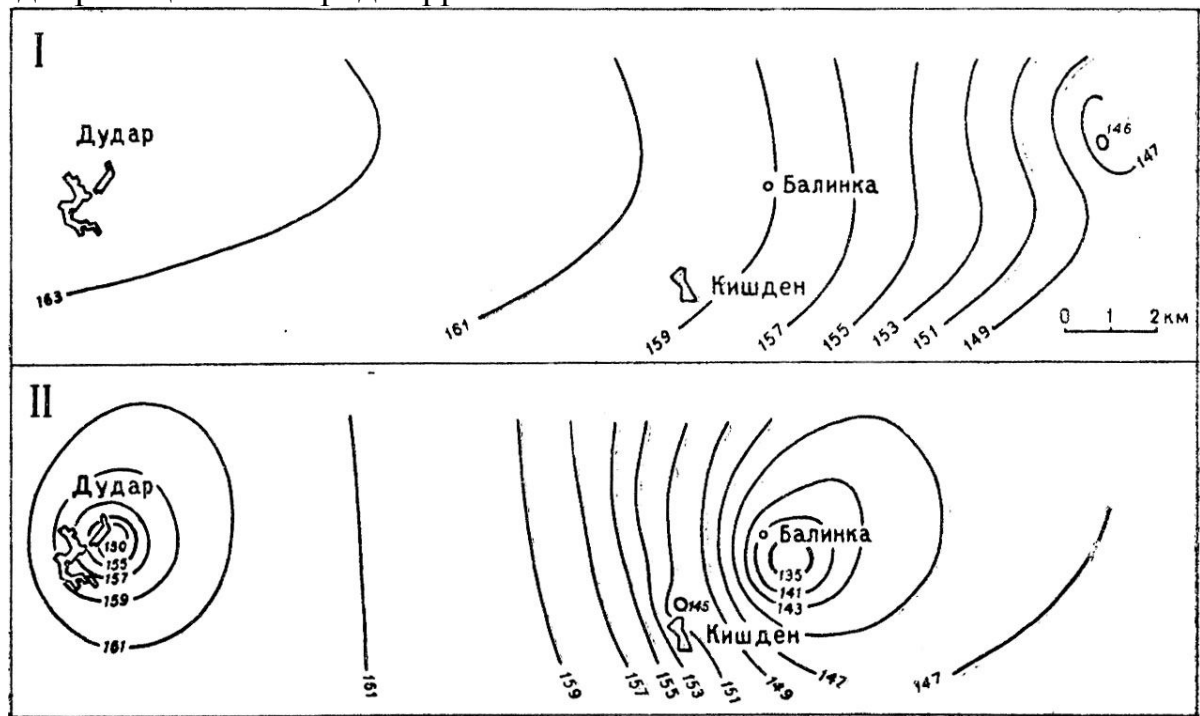


Рис. 14. Схема гидроизогипс карстовых вод Северного Баконя в Венгрии (по Ф. Мати-Сабо, 1966): I — до откачки из шахт, II — после откачки из шахт

В районах интенсивной откачки карстовых вод шахтными водоотливами создаются обширные депрессионные воронки, исчезают карстовые родники, изменяется облик гидроизогипс.

В молодых горных странах, где по большей части преобладают изолированные водотоки и нет сообщающегося водоносного горизонта, построение гидроизогипс карстовых вод невозможно.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ПЕЩЕР В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ И ИХ ОТЛОЖЕНИЯ¹

До недавнего времени гидрогеология пещер была слабо изучена. Благодаря широкому развитию гидрогеологических наблюдений в пещерах, особенно в специальных стационарах, появились

¹ Первоначально опубликовано: Г. А. Максимович. Генетический ряд натечных отложений пещер (карбонатный спелеолитоогенез). Пещеры, вып. 5(6), Пермь, 1965. Приводится только гидрогеологическая часть работы.

весьма ценные данные о притоках вод в горизонтальные подземные карстовые полости и зависимости формы натечных образований от величины притоков.

Гидрогеологическими наблюдениями на поверхности обычно фиксируются притоки до 0,01 л/сек. По десятичной классификации притоков карстовых вод это 7-й класс. К восьмому классу были отнесены притоки менее 0,01 л/сек (т. I, гл. 14, стр.387). В спелеологической практике мы имеем образование натечного кальцита при притоках 1 микролитр в секунду и даже менее. Поэтому автору пришлось разделить восьмой класс притоков еще на восемь. Приведем данные о классах притоков, с которыми приходится сталкиваться в спелеологической практике (Г. А. Максимович, 1965).

Классы притоков	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Величина притоков, л/сек		10^{-1}	10^{-2}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-5}	10^{-6}	10^{-7}	10^{-8}	10^{-9}
	10^{-1}	10^{-2}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-5}	10^{-6}	10^{-7}	10^{-8}	10^{-9}	10^{-10}
В разных мерах	мллитры/сек						ммклитры/сек			
	1000	100	10	1	0,1	0,01	1000	100	10	1
	100	10	1	0,1	0,01	0,001	100	10	1	0,1

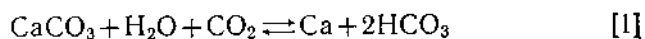
Эволюция химического состава карстовых вод, из которых возникают карбонатные натечные образования пещер, подразделяется на три стадии.

1. Насыщение углекислотой дождевых и талых вод при инфильтрации их через почву (и некарстующиеся породы).

2. Растворение известняков и доломитов при миграции этих агрессивных вод по трещинам и полостям в зоне нисходящей вертикальной циркуляции и проникновение в пещеру. При этом устанавливается равновесие в содержании углекислоты в текущей или капающей с потолка воде и воздухе пещеры.

3. В последнюю литологическую стадию, при выделении из воды части CO_2 в воздух пещеры, кальцит переходит в осадок.

Основное уравнение карстового процесса в известняках, представляющего единство растворения и осаждения карбоната кальция, имеет вид:



Во вторую стадию эволюции карстовых вод происходит растворение известняков и других карбонатных пород и минерализация воды ионами кальция и гидрокарбонатным по уравнению [1] слева направо. В результате растворения стенок трещин растут карстовые полости.

Третья литогенетическая стадия карбонатных вод во многих случаях не возникает. Гидрокарбонатный и кальциевый ионы выносятся водами родников за пределы карстового массива или с карстовыми водами поступают в другие водоносные горизонты. Иногда на месте выхода вод образуются известковые туфы. Такие туфы есть у Красной пещеры в Крыму.

Карбонатный литогенез наиболее ярко и типично проявляется, когда карстовые воды достигают потолка пещеры и процесс идет по уравнению [1] в противоположном направлении — справа налево. В подземную атмосферу выделяется CO_2 и из воды выпадает карбонат кальция.

В пещере Кэйв Сити (Калифорния) в первой неделе ноября были произведены интересные наблюдения. Вода со сталактита поступала по одной капле в 23 секунды и приток ее составлял 30 миллилитров в час. Воздух в пещере имел температуру $12^{\circ},7$ и влажность 100%. Были отобраны пробы воды, капающей со сталактита и скапливающейся под ним на полу пещеры. Результаты получились следующие:

		<i>мг на литр</i>				
	pH	$\text{CO}_2\%$	Ca	Mg	HCO_3	SO_4
Сталактит	7,30	1,8	95	—	348	—
Пол пещеры	7,99	—	42	18	190	15

CO_2 , Ca, HCO_3 , pH были определены через час после отбора пробы, прямо в пещере. SO_4 и Mg в воде на полу пещеры определялись позднее. Анализы пересчитаны на температуру 20° . Они показывают, что рост сталактитов сопровождается уменьшением в воде содержания карбоната кальция, выделением CO_2 и изменением pH. Исследования вод пещер Эшо (Индия), Карпентер (Пенсильвания) и Лорей (Виргиния, США) показали, что магний остается в воде, а вместе с CaCO_3 осаждается и Sr.

В этом сущность карбонатного литогенеза пещер или спелеолитогенеза. Он приводит к цементации обломочных отложений пола пещер и образованию различных натеков кальцита. Переходным звеном между растворением или коррозией и отложением или литогенезом является перенос растворенных веществ карстовыми водами зоны вертикальной нисходящей циркуляции.

В зависимости от величины притока воды в пещеру и парциального давления CO_2 кальцит выпадает на полу, стенках или потолке пещеры.

В пещерах начаты замеры дебита воды, поступающей на пол пещеры, к гурам, со сталактитов, на сталагмиты и т. д., а также изучение pH, химического состава воды, содержания в воде и воздухе CO_2 , определение парциального давления CO_2 . Установлена зависимость формы натечных образований от дебита, состава притекающей воды, парциального давления углекислоты. В Венгрии в Будапештском техническом институте стройиндустрии и транспор-

та кафедры геологии и минералогии летом 1959 г. на спелеологической научно-исследовательской станции в с. Йошвафё ввела в действие дальномерную установку. Комплекс приборов соединен с аппаратурой, смонтированной в пещере Вашш Имре, находящейся в семистах метрах от станции. Это позволяет в любое время провести в лаборатории станции измерения температуры и влажности воздуха пещеры, количества воды, капающей с двух сталактитов, а также электропроводность этой воды. Определения всех указанных характеристик сведены к измерению сопротивлений на мостике Уитстона. Пара из сухого и влажного термометров позволяет определить температуру и влажность воздуха. Точность измерения температуры в пределах 8° — 13° равна $\pm 0,05^{\circ}$.

Вода поступает в пещеру через съемный сталактитовый патрубок. Это позволяет измерять прирост сталактита. Измеряется также электропроводность капающей воды, а при помощи водосборного сосуда — и ее количество. Когда в сосуде скопится определенное количество воды, он опрокидывается. При этом замыкается электрическая цепь и коллекторская установка передвигается на один шаг дальше, подключая в центральную цепь следующий член логарифмической серии сопротивлений.

Общая жесткость карстовой воды вычислялась по формуле

$$Y = 41700 x - 1,0, \quad [2]$$

где Y — жесткость воды в H° ,

x — уд. электропроводность $(\text{ом/см})^{-1}$.

Электрическое сопротивление воды, капающей со свода пещеры Вашш Имре, изменяется от 3,5 около входа до 5,5—6,2 в средней части и далее на расстоянии 300—600 м от входа уменьшается до 5,5—2,6. Измерение сопротивлений обусловлено составом воды, зависящим от характера пород и почв, которые находятся над местом капеза в пещере.

В пещере было выделено два основных типа воды. К первому типу относится вода, текущая внутри сталактита, а ко второму — по его поверхности. Различие жесткости их достигает $10 H^{\circ}$. Жесткость воды, свисающей со сталактита, больше, чем у попавшей на пол пещеры, на 0,1—0,3 H° .

Измерения съемного сталактита-«робота» показали прирост длины около 6 мм в год.

В течение года изменение жесткости воды, капающей с одного сталактита, достигает 8—10 H° . Наименьшая величина ее наблюдается зимой, когда содержание в воде углекислоты, возникающей в вегетационный период в результате жизнедеятельности организмов, понижается. По-видимому, играют роль и органические кислоты.

При стоянии карстовой воды на изолированных участках, где нет движения воздуха, жесткость ее в течение многих дней не изменяется.

Жесткость стоячей воды при выпадении CaCO_3 уменьшается до 5 Н° , пока не установится равновесие.

Во Франции в подземной лаборатории Национального центра научных исследований, организованной между 1950 и 1954 гг. в пещере Мули (Арже), в октябре—декабре 1961 г., августе—сентябре 1962 г. и феврале 1963 г. производилось исследование вод, питающих сталактиты. Изучался дебит воды, поступающей с 53-х сталактитов. Он выражался в $0,01 \text{ см}^3/\text{час}$. Это составляет $2,8 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{сек}$ или $2,8 \cdot 10^{-9} \text{ л/сек}$. Из изученных трубчатых сталактитов 25 имели дебит, позволяющий производить замер каждый час; 12 — один замер через пятнадцать дней или даже три недели; 5 — один замер в месяц; 11 — не давали притока воды, несмотря на то, что на конце сталактита все время висела хорошо выраженная капля воды. Вероятно, у последних 11 сталактитов вода удалялась только испарением, а карбонат кальция наращивал длину сталактитов.

Из первых 25-ти сталактитов укажем только две группы.

В *первой группе* трубчатые сталактиты №№ 12, 13, 15 находились в закоулке грота Шахтеров (Минер) недалеко от входа. Максимальное расстояние между двумя трубчатыми сталактитами было 40 см.

Во *второй группе* сталактитов — №№ 20, 24, 45 в гроте Тромба — расстояние между крайними было 6,5 м. Корреляция между дебитом воды, поступающей из сталактитов, и атмосферными осадками над пещерой не была установлена даже для первой группы сталактитов, расположенных недалеко от поверхности.

Притоки в пещере Мули изменяются в широких пределах. Очень большие притоки для данной пещеры были в галерее Тромба.

Время	Притоки		
	$\text{см}^3/\text{час}$	$\text{см}^3/\text{сек}$	л/сек
12/X—18/XII 61	400	0,11	$1,1 \cdot 10^{-5}$
17/VII—9/IX 62	60	0,017	$1,7 \cdot 10^{-6}$
21—28/II 63	360	0,1	$1,0 \cdot 10^{-5}$

Большие притоки (для трубчатых сталактитов) были замерены в гроте Шахтеров.

№	Притоки		
Сталактита	$\text{см}^3/\text{час}$	$\text{см}^3/\text{сек}$	л/сек
14	5	$0,84 \cdot 10^{-3}$	$0,8 \cdot 10^{-6}$
16	3	$0,84 \cdot 10^{-3}$	$0,8 \cdot 10^{-6}$
30	5	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-6}$

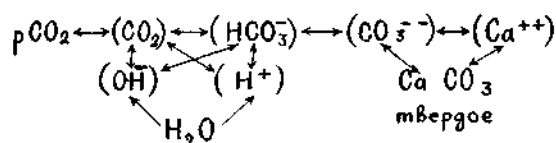
Чаще же всего со сталактитов наблюдались малые притоки воды порядка $2—20—0,01 \text{ см}^3/\text{час}$, или $6 \cdot 10^{-8}—6 \cdot 10^{-9} \text{ л/сек}$.

Изменение формы сталактитов при возрастающем дебите обусловлено не только уменьшением отношения длины поперечника к

доле прироста кальцита, который выпадает из воды, струящейся снаружи сталактита. Игру роль и темпы перехода цилиндрической формы сталактитов в коническую, а также кристаллическая структура в виде монокристаллов и поликристаллов. Исследования в пещере Мули показали, что режим роста сталактитов в основном зависит от состава атмосферы пещеры и особенно от парциального давления CO_2 . Остальные факторы имеют второстепенное значение.

В пещере Мули имеется одна сезонная инверсия воздуха, которая обуславливает изменение содержания CO_2 . Она чередуется с двумя периодами более постоянного содержания углекислоты. В летнее время воздух движется из пещеры, а парциальное давление CO_2 составляет в гроте Глин $2,1 \cdot 10^{-3}$ атм. В зимнее время наружный холодный воздух движется в пещеру, и парциальное давление CO_2 стабилизируется около $5 \cdot 10^{-4}$ атм.

Изучение воды, вытекающей из сталактитов, показало, что pH зависит от содержания CO_2 в атмосфере пещеры. В летнее время pH меньше 8, а зимой больше. Это позволяет сделать следующие выводы. Физико-химическая кинетика показывает, что в равновесии системы $\text{CO}_2\text{—H}_2\text{O—CaCO}_3$ имеется три второстепенных звена равновесия:



Первое звено этого равновесия можно установить по эволюции pH, численная величина которого изменяется от 7,5 до 8,2. Изменение pH указывает и на процессы, протекающие во втором звене. Нас же интересует главным образом третье звено этой цепи — скорость отложения карбоната кальция. Этот процесс протекает значительно медленнее, чем реакций в первых двух звеньях второстепенных равновесий. Проведенные исследования показали, что скорость отложения кальцита увеличивается зимой, когда происходит нарушение химического равновесия.

Наблюдения в пещере Мули показали, что трубчатые сталактиты с наростами из арагонита возникают при дебитах $0,3 \times 0,001$ см³/час, или 10^{-9} л/сек.

В горизонтальных пещерах, начиная с канальной стадии, можно различать следующие гидрогеолого-гидрологические или, проще, водные стадии: напорных вод, речная, озерная, капеза и конденсации. Первые три из них были рассмотрены в т. I, в главе VI, а четвертая и пятая подразумевались. Конденсация имела место и в более ранние водные стадии, а в пятой, заключительной, инфильтрация и инфлюация вод в пещеру отсутствуют и имеет место только конденсация.

В западноевропейской литературе, следуя В. М. Девису, различают только две водные стадии: фреатическую, которую Д. В. Рыжиков (1954) перевел как грунтовые потоки, и вадозную. Фреатическая стадия имеет место, когда каналы пещеры находятся в зоне полного насыщения. Мы в дальнейшем ее будем называть напорной. В вадозную стадию пещера находится уже выше зоны полного насыщения. Мы ее будем называть безнапорной. Когда вода покинет пещеру, будет уже стадия сухой пещеры.

В результате можно различать следующие стадии развития подземного карста и соответствующие им гидрогеологические стадии развития горизонтальных пещер (табл. 6).

Таблица 6

Гидрогеологические стадии развития горизонтальных пещер
(по Г. А. Максимовичу, 1966)

Стадии развития подземного карста	Гидрогеологические стадии развития пещер	Стадии в западноевропейской и североамериканской литературе
Каналовая	Напорная	Фреатическая
Воклюзовая Натечно-осыпная	Речная Озерная Капежа	Вадозная (безнапорная)
	Конденсации	Сухая

Замеры дебитов из сталактитов и над сталагмитами в пещерах Вашш Имре в Венгрии, Мули во Франции, Кэйв Сити в Калифорнии, а также в двенадцати пещерах Испании и Италии, где изучалось и парциальное давление CO_2 (А. Eraso, 1962, 1963), позволили наметить примерную картину изменения формы натечных образований кальцита в зависимости от дебита притоков.

Во время перехода от воклюзовой стадии (IV) к обвально-осыпной (VI), когда в горизонтальной пещере имеется еще водный поток, на более высоких незатопляемых участках начинается образование кальцита на полу.

1. При притоке 1—0,1 л/сек сталактиты не возникают. Избыток карбоната кальция откладывается на полу пещеры в виде покрова (flowstone англичан).

2. Создаются условия для возникновения каскадов гуров на наклонных участках поверхности пола пещеры или плоских гуров на почти горизонтальной поверхности. Судя по пещерам Красной, Домица, Шкоциан, Падирак, Акиоси и Андранобока, где имеются подземные реки и каскады гуров, эти своеобразные озерца возникают именно в момент перехода пещеры от воклюзовой стадии к обвально-осыпной. В отношении других пещер это еще необходимо проверить.

В Губахинской пещере в осушенном этаже имеются, уже мертвые гурь.

Вероятно, каскады гурь, так же как и плотинные озера с барражами из обломочного материала, являются показателями того, что горизонтальная или наклонная пещера находится в стадии переходной от речной к озерной¹.

Когда подземная река покидает пещеру, а приток из трещин и отверстий свода воды, насыщенной карбонатом кальция, снижается до 0,01—0,001 л/сек, отложение кальцита по всему полу в районе притока (капежа) сменяется локальным осаждением. Под местом поступления воды с потолка на полу растут уже сталагмиты.

3. Вначале сталагмиты имеют сложный вертикальный профиль. По-испански этот морфологический тип сталагмитов называется *mixtas*. Он отличается широким основанием и сравнительно малой высотой. Отношение поперечника основания к высоте изменяется в пределах 4:1—1:1. Данные эти требуют уточнения.

4. При притоке воды сверху 0,001—0,005 л/сек ($1—0,5 \text{ см}^3/\text{сек}$) развиваются сталагмиты конической формы с меньшей шириной основания. В западной литературе их называют пагодообразными. Отношение поперечника основания к высоте 1:2—1:3².

5. Снижение потока воды сверху до 0,0005—0,0001 л/сек ($0,5—0,1 \text{ см}^3/\text{сек}$) приводит к тому, что сталагмиты растут вверх, притом высота их во много раз больше поперечника. Отношение поперечника к высоте 1:3—1:10. Это пальмовые, столбообразные сталагмиты. Поперечник их достигает 0,2—0,3 и до 0,5 м.

6. Снижение притока воды до 0,1—0,01 $\text{см}^3/\text{сек}$ приводит к появлению карбонатной аккумуляции на потолке пещер. Возникают сталактиты большей частью конической формы, именуемые переходными. Названы они так потому, что при данной величине притока карстовых вод происходит как нижняя аккумуляция кальцита в виде сталагмитов на полу, так и верхняя в виде сталактитов на потолке пещеры. Это критические дебиты, обуславливающие переход нижней аккумуляции к верхней, а местами и их сосуществование.

7. Притоки карстовых вод 0,01—0,001 $\text{см}^3/\text{сек}$ создают еще условия для возникновения переходных сталагмитов, которые, ввиду малого количества карбоната кальция, поступающего на пол пещеры, очень тонки и высоки. Это так называемые сталагмиты-палки с отношением поперечника к высоте 1:10—1:40, а возможно и более.

8. При притоках воды с потолка пещеры 0,001—0,00001 $\text{см}^3/\text{час}$ или $10^{-6}—10^{-8}$ л/сек возникают удлинённые сталактиты-трубки.

В пещере Мули (Аржес, Франция) изучался дебит воды, поступающей с трубчатых сталактитов. Он изменяется в широких пре-

¹ Мы не рассматриваем вертикальные пещеры и карстовые шахты, где, как, во французской пропасти Пети Сан-Кассиен, одиночные гурь и их каскады, имеются на различных глубинах.

² Эти и последующие данные также требуют уточнения.

делах. Большие (сравнительно) притоки наблюдались в гроте Шахтеров. Мы их приводили ранее.

№		Притоки	
Сталактита	$\text{см}^3/\text{час}$	$\text{см}^3/\text{сек}$	$\text{л}/\text{сек}$
14	3	0,00084	$0,8 \cdot 10^{-6}$
16	3	0,00084	$0,8 \cdot 10^{-6}$
30	5	0,0014	$1,4 \cdot 10^{-6}$

Преобладали же малые дебиты, которые составляли $2\text{—}20 \times 0,001 \text{ см}^3/\text{час}$, или $6 \cdot 10^{-8}\text{—}6 \cdot 10^{-9} \text{ л}/\text{сек}$. Эти элементарные сталактиты, внутренний диаметр которых равен поперечнику капли и составляет $3\text{—}4 \text{ мм}^1$, в Чехословакии называют брчки, а в Италии — макаронами. Такие брчки были привезены нами из пещеры Гомбасек в Южнословацкой карстовой области. Один метр таких трубок весит $30\text{—}40 \text{ г}$, а наиболее тонкостенных прозрачных — даже 25 г . В пещере Гомбасек длина их $2\text{—}3 \text{ м}$, а в пещере Кламуз, Эро (Франция) — $4,2 \text{ м}$, в пещере Крезус на о. Тасмания — до $4,5 \text{ м}$. В этом случае отношение диаметра к длине брчек составляет от $1:30$ до $1:40$, а в последней пещере, вероятно, $1:50$. Обычно это отношение меньше. При притоках $10^{-6}\text{—}10^{-8} \text{ л}/\text{сек}$ еще возможно и образование сталагмитов на полу пещеры.

9. Когда приток составляет менее $0,0001$ миллилитра в секунду, или 10^{-1} микролитра, большая часть поступающего с водой карбоната кальция остается на потолке пещеры. Вода удаляется в основном испарением и сталагмиты на полу не образуются. Сталактиты сложной формы растут на значительной площади потолка, причем часто поперечник основания их больше длины.

10. Дальнейшее снижение величины притока сверху до $1\text{—}0,1$ микролитра в секунду, часто при участии конденсации, приводит к появлению эксцентрических сталактитов и других образований. Здесь силы кристаллизации преобладают над силой тяжести. Последняя доминировала при более значительных притоках. Сталактиты покрыты иглами арагонита.

11. Заключительной стадией генетического ряда натечных кальцитовых образований является эксудативная (выпотов). Она наступает, когда в данном гроте совсем нет притоков воды сверху. Из карбоната кальция, растворенного конденсационной водой, на потолке и стенах возникают сталактитовые волокна, крошечные и другие, большей частью эксцентрические образования. Встречается и арагонит.

Выше мы схематически рассмотрели эволюцию накопления карбоната кальция каждого этажа и участка пещеры, начиная от конца воклюзовой или речной стадий развития и во время обвальнo-цементационной стадии. По мере осушения наблюдаются следующие водные стадии: речная стадия сменяется озерной, озерная —

¹ По другим данным диаметр их в пещере Мули составляет в среднем $6\text{—}8 \text{ мм}$. Речь идет, видимо, о наружном диаметре.

стадией капежа и, наконец, конденсационной. Конденсация могла иметь место и в предыдущих стадиях, а в последнюю она является единственным источником поступления влаги.

В соответствии с гидрогеологическими условиями данного грота, а также химическим составом воды, температурой, парциальным давлением CO_2 в подземной атмосфере, накопление карбонатов в пещере претерпевает указанные 11 стадий. Они охарактеризованы величиной примерных притоков воды в грот. Данные эти сугубо ориентировочные, так как базируются на наблюдениях только в 15 пещерах. Однако они позволяют наметить довольно стройный генетический ряд карбонатного литогенеза пещер, основанный на замерах дебита притоков и определениях парциального давления CO_2 , которое для стадий 3—8 эволюции натечных образований пещер составляет 0,01—0,001 атмосферы.

При этом мы не рассматриваем все разновидности и детали морфологии карбонатных натечных отложений пещер. Нет в этом генетическом ряду колонн, натеков на стенах и других форм. Однако и в таком виде приведение основных форм в стройную систему представляется нам большим достижением.

Известные формы натечных образований представляют морфологическое выражение литологических стадий карбонатных пещерных образований. Приведенные данные не соответствуют привычным представлениям о порядке отложения кальцита в пещерах. Начиная с М. В. Ломоносова, господствовало представление, что вначале возникают сталактиты, затем сталагмиты. Сливаясь, они образуют колонны. Подобную схему, по И. В. Мушкетову (т. I, стр. 207), приводил и автор. Новые данные об эволюции карбонатного спелеолитогенеза основаны на гидрогеологических данных. Рассматривался случай, когда участок земной коры, на котором находится пещера, поднимается. При этом количество воды, поступающей с потолка на данном участке пещеры все время уменьшается. Значительные притоки не создают условий для образования натеков на потолке пещеры. В этом случае начальной стадией карбонатного литогенеза пещер, после покровных натеков, а затем редко возникающих гуров, являются сталагмиты. Они образуются в стадии 3, 4. Стадии 5—8 характеризуются сосуществованием сталактитов и сталагмитов, а стадии 9—10 — наличием только натеков и эксцентриков на потолке.

Если же притоки с потолка невелики, а по полу пещеры течет поток, то вначале образуются сталактиты, а после осушения пола могут возникать сталагмиты. Смена влажных и сухих периодов приводит то к усилению притоков вод в пещеры, то к ослаблению. Поэтому даже на одном участке этажа пещеры могут наблюдаться разнообразные натечные формы, возникшие при различных условиях.

Спелеофации карбонатного литогенеза. В одном гроте в зависимости от дебита на разных участках могут наблюдаться различные морфологические стадии современного карбонатного пещерного

Схема гидрогеологических стадий эволюции
(по Г. А. Максимовичу, 1965)

Стадии развития подземного карста	Гидрогеологические условия				Эволюция	
	Стадии развития пещеры	Класс притока	Примерные притоки на данном участке		Литогенетические стадии	
			л/сек	В разных мерах в сек	№	Название
Воклюзая	речная	6	$1-10^{-1}$	м/литры 1000—100	1	Покровных натеков
	озерная	7	$10^{-1}-10^{-2}$	100—10	2	Гуров
Натечно-осыпная	кипежа	8	$10^{-2}-10^{-3}$	10—1	3	Сложных сталагмитов
		9	$10^{-3}-10^{-4}$	1—0,5	4	Конических или пагодообразных сталагмитов
		10	$5 \cdot 10^{-4}-10^{-5}$	0,5—0,1	5	Пальмовых сталагмитов
		11	$10^{-5}-10^{-6}$	0,1—0,01	6	Переходная сталактитовая
		12	$10^{-6}-10^{-7}$	0,01—0,001 ммклитр	7	Переходная со сталагмитами-палками
		12,13	$10^{-6}-10^{-8}$	1000—10	8	Удлиненных сталактитов и брчек
		14	$10^{-8}-10^{-9}$	10—1	9	Уплощенных сталактитов
		15	$10^{-9}-10^{-10}$	1—0,1	10	Эксцентрических сталактитов
	конденсации		Конденсация		11	Эксудатов-эксцентрических образований

$$^1 \frac{pC}{pD} = \frac{-\log \text{притока л/сек}}{-\log pCO_2 \text{ атм}}$$

² Примерные отношения

литогенеза натечных карбонатных образований пещер

натечных карбонатных отложений			-log pCO ₂ <i>атм</i>	pC/pD ¹
Морфометрические данные ²		Характеристика стадии		
отношение поперечника основания к высоте	отношение поперечника к высоте			
—	—	Натечные образования на полу в гроте, не заливаемом рекой		
—	—	Гуры, каскады гуров в этаже пещеры,еще не покинутом рекой		
4:1-1:1	—	Концентрация кальцита на полу в виде сложных массивных сталагмитов	2—3	1
1:2-1:3	—	Конические или пагодообразные сталагмиты	„	—
—	1:3—1:10	Пальмовые, цилиндрические сталагмиты. Первое появление сталактитов на потолке	„	1,5
—	1:10—1:40	Конические сталактиты на потолке при наличии еще сталагмитов	„	2
—	1:10-1:40	Сталагмиты-палки на полу при наличии и сталактитов	„	2,5
—	1:30 до 1:40,редко 1:50	Удлиненные сталактиты и брчки. Последняя стадия, когда еще возникают сталагмиты	„	3
4:1-1:(?)	—	Уплощенные сталактиты, при отсутствии подстилающих сталагмитов		
—	—	Эксцентрические сталактиты и образования на стенах не только за счет притока, но и конденсации		
—	—	Образование за счет выпотов конденсационных вод эксцентриков на потолке и стенах		

литогенеза. Так как они находятся на одной территории, то можно говорить также и о микрофациях этого литогенеза или, лучше, спелеофациях карбонатного литогенеза. В пещерах, особенно в верхних сухих этажах, наблюдаются разнообразные формы бывшего, уже не активного, карбонатного литогенеза. Отложения карбонатов разных стадий (или фаций) позволяют восстановить историю литогенеза в активную стадию развития данного этажа.

В пещерах с длительной историей дело осложняется тем, что на данной территории более влажные периоды сменяются более сухими. На одном и том же этаже, который в сухой период был покинут потоком, при выпадении большого количества осадков может возобновиться пещерная река. Она начинает размывать отложения не только карбонатной, но и подстилающей кластической аккумуляции. По берегам реки там, где (пещерные глины вымыты, сохраняются остатки покровных натечков бывшего пола пещеры. Это кальцитовые щиты и барабаны, которые автор наблюдал в чехословацкой пещере Домица. Под названием «сталагмитовый потолок» такая подмытая покровная кора из кальцита известна в пещере Изворул-Тэушоарелор в Румынии. Землетрясения, тектонические движения приводят к падению сталактитов, сталагмитов, к пересечению пещерных ходов и натечных образований сбросами, надвигами. Эти и другие более сложные случаи в настоящей работе не рассматриваются.

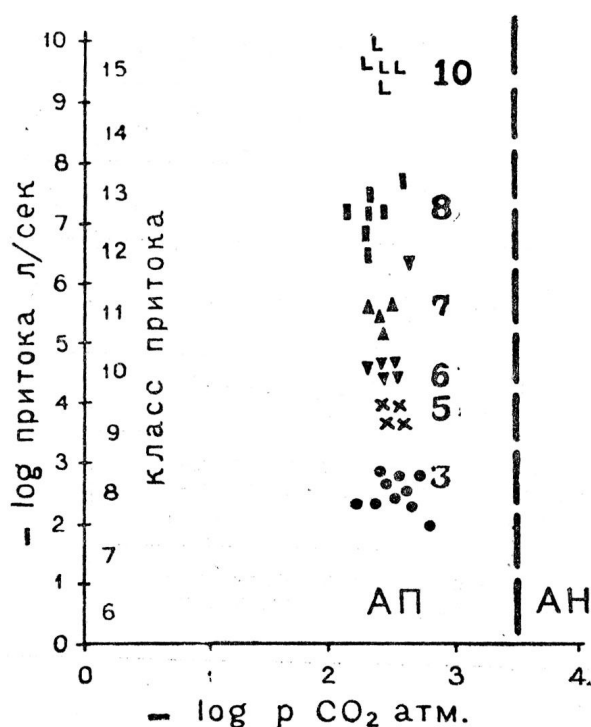


Рис. 15. Зависимость формы натечных отложений пещер от величины притока и парциального давления CO_2 . Сталагмиты: 3 — сложные, 5 — пальмовые, 7 — сталагмиты-палки. Сталактиты: 6 — переходные, 8 — трубчатые и удлиненные, 10 — эксцентрические. Атмосфера: АП — пещеры, АН — наружная.

Гидрогеологические условия карбонатного литогенеза пещер. Систематизация водных притоков в пещеры произведена по приведенной ранее десятичной классификации дебита родников. Поступление воды со сводов в пещеру — это своеобразные незначительные подземные источники. В отдельных точках притоки большей частью составляют менее 1 л/сек, а чаще всего измеряются миллилитрами, микролитрами и даже долями микролитра. В гидрогеологии, ввиду ничтожности притоков, такие родники не замеряются. При детальном исследовании в шахтах капез на отдельных участках штреков иногда регистрируется, но редко определяется количественно.

Сведем данные о гидрогеологических стадиях эволюции карбонатных натечных образований пещер в схему (табл. 7).

Изучение парциального давления CO_2 и дебитов воды из сталактитов и над сталагмитами позволило А. Ерасо (1962, 1963) построить очень интересную диаграмму и график. После дополнения новыми данными и переработки они имеют следующий вид (рис. 15, 16). Это графическое выражение табл. 7 показывает основные стадии и формы пещерного карбонатного литогенеза. Выпадение кальцита происходит при определенном парциальном давлении CO_2 , а форма накопления зависит от дебита. Карбонатный литогенез в за-

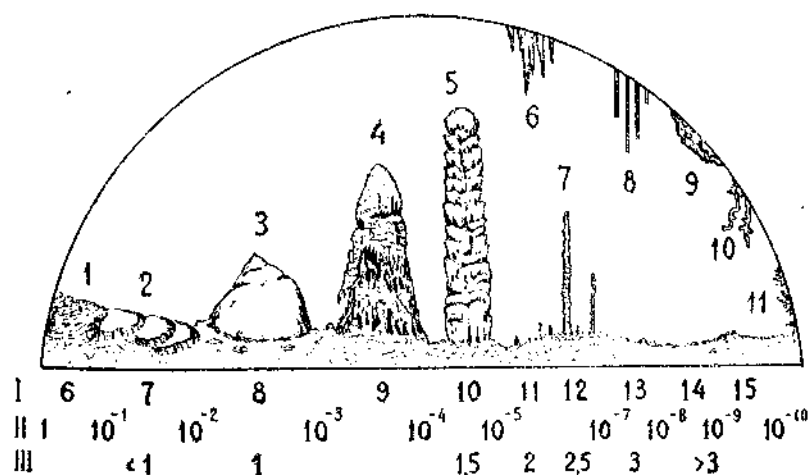


Рис. 16. Гидрогеологические стадии эволюции карбонатных натечных отложений пещер: I — классы притоков, II — притоки в л/сек,

III — отношение $\frac{pC}{pD} = \frac{-\log \text{притока л/сек}}{-\log p\text{CO}_2 \text{ атм}}$

I — покровные натеки, 2 — гуры. Сталагмиты: 3 — сложные массивные, 4 — пагодообразные; 5 — пальмовые. 6 — переходные конические сталактиты, 7 — сталагмиты-палки. Сталактиты: 8 — удлиненные, трубчатые, 9 — уплощенные, 10 — эксцентрические, 11 — эксцентрические эксудаты

зависимости от динамики атмосферы пещеры и CO_2 в большинстве случаев имеет прерывистый или, точнее, — сезонный характер.

Схема (рис. 16), как и всякое обобщение, только в первом приближении освещает гидрогеологические стадии эволюции карбонатного спелеолитоогенеза. Развитие пещер—сложный процесс, имеющий определенное направление, находящийся на различных участках на различных стадиях развития. Возьмем литогенетическую стадию 8 — удлинённых сталактитов, брчек. В этой стадии находится пещера Мули (Аржес) во Франции. Сталактиты-трубки характерны и для пещеры Гомбасек в Южнословацкой карстовой области (Чехословакия). В последней пещере есть карстовый поток, базис эрозии которого искусственно понижен. Вместе с тем притоки воды с потолка относятся к 12 классу. Подобных примеров можно привести много.

Основная задача предлагаемой схемы — показать гидрогеологические и физико-химические условия карбонатного литогенеза пещер и обратить внимание на необходимость количественного изучения притоков в отдельных точках, а также натечных образований. Это должно сопровождаться определением парциального давления CO_2 , pH, химического состава воды и т. д.

Накопление новых данных о пещерах СССР и других стран позволит несомненно внести уточнения в цифровые данные таблицы 7. Это неизбежное следствие приближения к научной истине. Однако и в таком виде предлагаемая схема систематизирует наши сведения о карбонатном спелеолитоогенезе, позволяет познать некоторые его закономерности в свете гидрогеологических данных.

I. Gams (1965/1966) на основании наблюдений в пещере Постойна Яма (Югославия), в зависимости от характера и режима притока просачивающихся с потолка вод, различает следующие формы натечных образований:

Характер притока вод	Форма натечных образований
I. Капля испаряется полностью, не успев оторваться	Макарены (брчки), сосушевидные наросты, неправильные сталактиты
II. Вода постоянно капает	Занавеси, ребристые колонны
III. Постоянно капающая и периодически текущая вода	Спиральные трубки
IV. Периодически капающая и текущая вода	Бананы, сердцевидные агрегаты

ПРИТОКИ КАРСТОВЫХ ВОД ПРИ ПРОХОДКЕ ТОННЕЛЕЙ ¹

Проходка дорожных, железнодорожных, энергетических и других тоннелей, чаще всего в предгорьях и горных районах, иногда

¹ Первоначально опубликовано: Г. М. Максимович. Пещеры и тоннели, Пещеры, вып. 6(7), Пермь, 1966. Печатается с дополнениями.

осложняется притоками карстовых и трещинно-карстовых вод. Притоки этих вод были встречены на Кавказе, в Альпах, а также в других карстовых районах.

На Кавказе в Абхазской карстовой области при проходке и эксплуатации тоннелей в известняках были встречены карстовые полости. В одном из тоннелей в нижнетретичных известняках методом электропрофилирования было выявлено несколько крупных трещин и карстовых полостей, заполненных глиной. Одна из резких аномалий пониженного сопротивления показала, что наиболее закарстованы породы под основанием тоннеля у его нагорной стенки. Заданный в центре аномалии шурф вскрыл карстовую полость с напорными водами, изливавшимися в тоннель. Откачка, с дебитом $69 \text{ м}^3/\text{час}$, позволила несколько понизить уровень воды и описать верхнюю часть полости. Буровой штангой было установлено наличие на дне рыхлых грунтов (В. С. Борков, 1962, 1968). Значительные притоки воды встречены при проходке тоннеля Московского метрополитена в водоносных каменноугольных известняках (Ф. П. Саваренский, 1939).

Много осложнений было при проходке некоторых тоннелей в Альпах. При строительстве *Симплонского* тоннеля с северной стороны было обнаружено 142 источника, а с южной — 95, но более мощных. Наиболее водообильные источники встретились в трещиноватых и закарстованных известняках и отчасти в триасовых гипсах. Источники были как нисходящие холодные, так и восходящие горячие с температурой до 45° . В средней части трассы из трещин вытекали одновременно два источника: один холодный, а другой горячий. На расстоянии 4,4 км от нижнего портала в забой хлынуло такое количество воды, что пришлось приостановить работу на 6 недель и строить перемычки. Второй раз на расстоянии 4,21 км от входа из трещины в известняковых сланцах забил источник с дебитом в $1,2 \text{ м}^3/\text{сек}$. Работы вновь были приостановлены на некоторое время (Ф. П. Саваренский, 1939).

Дорожный тоннель длиной 11,6 км проходил под *Монбланом*. Он рассчитан на пропуск в час 250 автомобилей, движущихся со скоростью 30 км/час. Тоннель соединяет итальянский город Антрев с французским — Шамоникс. Сбойка запроектирована на высоте 1254 м над уровнем моря и на глубине 2400 м от земной поверхности. С итальянской стороны при длине тоннеля 370 м работы были приостановлены. Приток воды из известняковых сланцев достиг 300 л/сек. При длине 500 м произошел обвал, который вывел из строя оборудование. Пришлось срочно прекратить проходку и удалить людей (Driving, 1959). При проходке тоннеля *Мон-Сенис* максимальный дебит источников был 6—7 л/сек, а в тоннеле *Сен-Готард* с северной стороны приток составлял 50 л/сек на 8-ом км, а с южной стороны — до 348 л/сек. При этом поверхностные воды инфильтрировались на глубину до 300 м (Ф. П. Саваренский, 1939).

В железнодорожном тоннеле *Монд-д'Ор* на линии Понтарлиэ-Валлорб, пересекающем франко-швейцарскую границу, на 4275 м от южного (швейцарского) портала неожиданно был вскрыт огромный карстовый поток. Подземная река омыла все устройства в тоннеле и затопила долину. Эта река питала карстовые родники на северном, французском склоне. Вода их использовалась предприятиями, работа на которых оказалась остановленной. Прежде чем возобновить проходку, в небольшом карстовом канале, по которому вода проникала в тоннель, был установлен затвор, а затем канал замурован. Этим путем был восстановлен прежний режим карстовых вод (М. Жинью, Р. Барбье, 1961).

Во время проходки в известняках деривационного тоннеля гидроэлектростанции *Зальцах* в Шварцах (Австрия) при пересечении одной карстовой полости хлынул поток грязно-желтой воды с температурой 23°. В течение недели расход ее составил 600 л/сек, а затем уменьшился до 80—120 л/сек. (G. Horninger, 1959).

Напорный тоннель гидроузла *Пруц-Имст* на р. Инн в Австрии с глубиной заложения до 900 м имеет длину 12 км и пройден через горный массив Венет и известняковые Альпы. При проходке известняков были вскрыты трещинно-карстовые воды с дебитом до 80—140 л/сек (O. Schmidegg, 1958).

Во Франции на р. Роне при изысканиях под плотину в Мальпертюи в нижнемеловых барремских и готеривских известняках был получен большой приток карстовых вод. В разведочной шахте на дне при отметке 256,7 м он достигал 50 л/сек. Выше этого притока на отметке 258 м был пройден разведочный тоннель длиной 44 м и высотой 2 м. При проходке галереи под руслом были встречены четыре наклонных закарстованных трещины. Пройти этот участок удалось только после многократной цементации. Это задержало работы с 9 июля до 25 сентября 1919 г. (М. Люжон, 1936).

В *Гренхенбергском* тоннеле в Юрских горах, на вершинах которых карстовые воронки поглощают атмосферные осадки, при проходке южного участка во время бурения шпуров встретили водоносный карстовый канал. Вода из двух шпуров лилась струями толщиной в руку и била на 5 м. Когда шпуры были расширены несущей песок водой, приток увеличился со 100 до 180 л в секунду. Чтобы вода скорее стекла, подорвали потолок. Приток удвоился, а вода несла мелкий песок и глину. В ожидании уменьшения притока воды заделали тоннель бетонной стенкой, в которой было водоотводное приспособление. После того как приток снизился с 809 до 574 л/сек, работы по проходке были возобновлены. Спустя несколько дней произошел сильный прорыв вод, несущих песок, глину и обломки породы. Проведенные затем исследования установили, что карстовые воды приурочены к водоносным пещерам и каналам, которые находились над тоннелем и с боков. В течение четырех месяцев из нижнего тоннеля вытекло 6 млн. м³ воды, а на поверхности иссяк только незначительный источник (К. Терцаги, 1935).

Тоннель *Бин-эль-Уидан* в Марокко длиной 11 км проходил между плотиной и электростанцией. Было только одно эрозионное «окно» в 1 км от низового конца. В средней части трассы тоннель пересекает разбитую сбросами мощную толщу известняков и доломитов нижней юры, подстилаемых на глубине водонепроницаемыми гипсоносными нижнеюрскими мергелями. Обнаруженные напорные карстовые воды не удалось сдренировать. С октября 1950 г. по октябрь 1951 г. через низовой участок тоннеля было спущено 3,6 млн. m^3 воды без заметного снижения давления, составлявшего 15 кг/см^2 . Это соответствовало уровню столба воды в 150—160 м. Для защиты производимых работ от огромных притоков воды а забое бурились опережающие скважины, вначале длиной 50 м, а в менее водообильных зонах — 80—90 м. Каждый раз продвижение забоя останавливалось, не доходя 5 м до конца скважины. Благодаря этому проходка тоннеля была продолжена в нормальных условиях (М. Жинью, Р. Барбье, 1961).

В тоннеле Кетскиллского акведука в Нью-Йорке при проходке девонских хельдербергских известняков были встречены карстовые полости, заполненные мягкой желтой глиной. Полости возникли в результате растворения стенок трещин в сбросовой зоне. Заполнявшая полости глина была весьма пластичной и текла. При прохождении закарстованных известняков в Рендутском тоннеле этого же акведука притоки достигали 140 л/сек (А. Ирдли, 1954; К. Терцаги, 1935).

Проходка Бохиньского тоннеля (Юлийские Альпы, Югославия) протяжением 6334 м в мезозойских известняках (верхнетриасовых — дахштайн, юрских и меловых) сопровождалась следующими притоками воды:

Расстояние от входа (Бохинь), м	Притоки, л/сек	Температура воды
1650—1800	10—30	7—7°,4
1800—1900	10—200	—
2580—2620	100	6°,7

Общий приток изменился от 150 до максимума 600—1300 л/сек в многоводный период (F. Kossmat, 1907; F. Jenko, 1959).

Закарстованные породы могут быть использованы и для осушения. В Хорватии в Власкополе был пройден осушительный тоннель в крупнообломочной известняковой брекчии. Тоннель не был облицован и вся поступающая в него вода, количество которой достигало в осенние месяцы 2 м^3 в секунду, поглощалась в закарстованной зоне нарушения (К. Терцаги, 1935).

Данные таблицы 8 показывают, что при проходке тоннелей притоки карстовых вод изменяются в широких пределах и достигают 600—800 л/сек и до $1,2 \text{ м}^3/\text{сек}$. (Воды эти иногда несут песок, глину и другие обломочные породы. Проходка в водоносных закарстованных зонах требует осторожности и принятия надлежащих

мер инженерной защиты. Необходимо проведение опережающих горизонтальных скважин.

Таблица 8

Притоки карстовых вод в тоннели

(Г. А. Максимович, 1966, 1968а)

Название тоннеля, местонахождение	Карстующиеся породы	Величина притоков
Закавказский	известняки	около 16 л/сек
Симплонский, Альпы	известняки и гипсы	северная сторона — 142 источника, южная сторона—96 ист. до 1,2 м ³ /сек
Монблан, Альпы	известняковые сланцы	300 л/сек
Мон-Сенис, Альпы ¹	известняки	отдельные источники 6—7 л/сек
Сен-Готард, Альпы ¹	известняки	северная сторона — 50 л/сек, южная сторона — 348 л/сек
Прутц-Имст, Австрия	известняки	80—140 л/сек
Зальцах, Австрия	известняки	80—120 л/сек, максимум 600 л/сек
Гренхенбергский, Юрские горы	известняки (и ангидриты)	южный участок до 809 л/сек
Мальпертюи, Франция	известняки	50 л/сек
Бин-эль-Уидан, Марокко	известняки и доломиты	10 м ³ /сутки без снижения давления
Кетскиллский акведук, Нью-Йорк	известняки	140 л/сек
Власкополье, Югославия	известняки	поглощение до 2 м ³ /сек
Бохиньский	известняки	150 до 600—1300 л/сек

¹ Притоки из разных отложений.

Значительна и подземная химическая денудация, особенно при наличии гипсов. Так, при проходке Симплонского тоннеля с водой было вынесено в пересчете на гипс не менее 10 000 м³ в год (Ф. П. Саваренский, 1939).

ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КАРСТОВЫХ ИСТОЧНИКОВ¹

Наличие в карстовых районах источников с дебитами в десятки, сотни и даже тысячи литров в секунду привело к тому, что их уже давно используют для энергетических целей. По геоморфологическим условиям карстовые источники подразделены на две группы: равнинные и горные.

¹ Первоначально опубликовано: Г. А. Максимович. Энергетическое использование пещерных потоков. Пещеры, вып. 5(6), стр. 174—182, Пермь, 1965. Печатается с дополнениями.

Равнинные районы

Использование карстовых рек, представляющих выходы исполиновых источников, началось в равнинных районах. Мы не будем излагать историю вопроса и ограничимся только примерами, основанными на личных наблюдениях и главным образом на сравнительно немногочисленных литературных данных.

Одно из первых упоминаний об энергетическом использовании карстовых источников мы находим у В. Н. Татищева (А. Н. Иванов, 1957). В работах, датируемых 1725—1730 гг., он сообщает следующее: «В имении Серьга, которым владел барон Строганов, вырывается из земли большая река и несет беловатые и вонючие воды в таком количестве, что они движут постоянно и одинаково водяную мельницу, снабженную четырьмя камнями, и не увеличивается и не уменьшается; даже в весеннее время, когда все воды поднимаются, невозможно было приметить, что что-нибудь изменяется. Я исследовал содержание этой воды, но ничего не нашел, кроме извести». Река эта вытекает из гипсов кунгурского яруса и несомненно в ее воде содержался сульфат кальция.

В. Н. Татищев упоминает и о р. Сарге: «Близ того же села к востоку при основании горы на низком месте вышла из-под земли именуемая Сарга вдруг бес прибавки наружных потоков так велика, что вблизи одного места построена мельница; непрестанно 4 колеса ворочать без нужды может».

Южнее, также на западном крыле Уфимского вала, на правом берегу р. Ирени автор наблюдал лесопилку, переделанную из мельницы, которая приводилась в движение вытекающей из гипсов подземной карстовой рекой.

Воды карстовых родников давно использовались и на восточном крыле Уфимского вала. В. Н. Татищев указывал: «в Кунгурском уезде в селе Ключах из половины горы на песчаном месте вышли в близости один от другого 4 родника так велики, что на каждом по колесу мельничному непрестанно работают».

На правом берегу р. Иргины в районе д. Усть-Лог 4 карстовых источника с минерализацией 416—523 мг/л дают начало ручью, на котором сооружена плотина. Замеры на двух протоках ниже пруда дали суммарный расход 357 л/сек (К. А. Горбунова, 1962).

В районе пос. Верх. Суксун на дне суходола выбивают 11 карстовых источников. Они дают начало речке Ключи с расходом 541 л/сек. Ниже в реку впадают еще четыре родника. На реке имеется мельничная плотина (К. А. Горбунова, 1964).

Немного севернее в д. Низкое, где из гипсов кунгурского яруса выходит группа карстовых источников, дающих начало р. Кишертке, суммарный дебит их 26,2 л/сек (К. А. Горбунова, 1963). В настоящее время на этих источниках сооружен пруд и работает водяная мельница. Ниже по течению на реке Кишертке в с. Усть-Кишерт ранее также были водяные мельницы.

В с. Мазуевке, находящемся южнее Усть-Кишерти, в долине р. Мазуевки у подножья склона, сложенного кунгурскими гипсами, вытекают карстовые родники с суммарным дебитом 182,8 л/сек. На этой реке уже в 1703 г. была водяная мельница М. Старцева. В 1704 г. на реке Мазуевке ниже впадения карстовых ключей была начата постройка молотового завода, законченная в 1710 г. Владельцем его был Ф. Молодой (К. А. Горбунова, 1961). Впоследствии завод был разрушен и сейчас это место жители называют Пустой завод.

В *Башкирии* в бассейне р. Белой в долине р. Шульган у Каповой пещеры на одном из карстовых источников, вытекающем из нижнекаменноугольных известняков, работает мельница. На склоне долины другого притока — р. Урюк из трещины в девонских известняках вытекает карстовый источник, на котором также имеется мельница (К. И. Маков, 1946). В районе известной Хазинской пещеры в бассейне р. Селеук, на р. Ишора, на южной окраине с. Хазино вытекает мощный карстовый источник, на котором работает гидроэлектростанция мощностью 50 квт (И. К. Кудряшов, 1960). На Уфимском плато воды родника Красный Ключ, имеющего среднегодовой расход 12—15 м³/сек при сезонных колебаниях 2—6 м³/сек зимой и 30—52 м³/сек весной, используются для получения электроэнергии. У источника находится гидроэлектростанция (А. Г. Лыкошин, Д. С. Соколов, 1957; Д. С. Соколов, 1962).

П. С. Паллас еще в 1768 г. в долине р. Теши описал мощный карстовый источник, на котором у с. Гремячева работала водяная мельница. По данным А. В. Ступишина (1967) на этом источнике с дебитом 100 л/сек и в настоящее время работает мельница (В. И. Игнатьев, 1952, стр. 32).

В *Татарии* в районе Голубого озера вблизи г. Казани на воде двух восходящих карстовых источников с гипсовой водой работают две мельницы (В. Н. Сементовский, 1947).

В *Марийской АССР* р. Рутка, впадая в карстовое озеро, имеет расход 300 л/сек, а вытекая из озера, характеризуется удвоенным расходом — до 600 л/сек. В питании этого озера принимают участие восходящие карстовые источники, вытекающие из карстового канала на дне. На зарегулированном расходе карстовой реки в течение всего года работает мельница (А. В. Ступишин, 1967).

В среднем течении р. *Онеги* выходы карстовых вод сосредоточены и образуют крупные источники. На правом берегу это Потылицинский (184 л/сек), Куратовский (185 л/сек), Середоха (204 л/сек), воды которых используются для работы мельниц (С. Я. Жуковский, 1962; Г. Д. Рихтер, А. Г. Чикишев, 1966).

В долине р. Дон, в 1 км вниз по течению от с. Колодежное, в основании высокого правого мелового склона долины реки, на уровне поймы из полуцирка, диаметром около 5 м, бьют девять сильных ключей. Образующийся при этом ручей настолько мощный, что на нем без специального водохранилища работает водяная мельница (Г. А. Максимович, 1964; Ф. Н. Мильков, 1963).

В *Сибири* в бассейне р. Ангары озеро Провалище питается восходящим карстовым источником. Из озера в р. Осу вытекает небольшая протока с расходом 100—120 л/сек. Жители поселка Усть-Оса долгое время пользовались стоком из озера, установив на этой речке водяную мельницу (Ю. П. Пармузин, 1954).

Водяные мельницы на карстовых источниках имеются в Эстонии на острове Сарема и в других районах СССР.

Горные и предгорные районы

В горных районах можно выделить три группы пещерных рек. Первая — это реки зоны подвешенных карстовых вод на местном водоупоре в пределах зоны вертикальной нисходящей циркуляции. Они располагаются высоко над местным базисом эрозии, обычно не особенно многоводные, но дают весьма эффектные водопады. Вторая группа пещерных рек и источников находится в зоне горизонтальной циркуляции и лишена водопадов. Особую группу составляют карстовые источники зон сифонной и вертикальной восходящей циркуляции.

Приведем некоторые примеры энергетического использования этих рек и источников.

В СССР наибольшей известностью пользуется демонстрируемая десяткам тысяч туристов, совершающим автомобильную экскурсию на озеро Рига, пещерная река на левом берегу г. Бзыби. Она низвергалась с высоты 480 м. Местный колхоз использовал этот водопад. По сведениям экскурсовода, на высоте 322 м вода забрана в трубу и подается на турбины небольшой электростанции Джирхва, которая дает 800 киловатт. В настоящее время электростанция является межколхозной и вырабатывает 2000 киловатт электроэнергии.

На *Северном Кавказе* на левом берегу Безенгиевского Черема у подножья крутого склона на высоте 6—8 м над руслом реки из валанжинских известняков выбивает незамерзающий карстовый источник с температурой 8°,8 и дебитом не менее 144 л/сек (1 млн. ведер в сутки). Ранее на источнике работали две мельницы, а в 1927 г. — одна (И. Г. Кузнецов, 1928). На Дальнем Востоке на юге Малого Хингана у подножья горной гряды, сложенной лондоковскими известняками (кембрий), вытекает карстовый источник Мельничный. Ниже по течению устроена запруда. Вода из пруда поступала на мельницу, которая существовала несколько десятилетий и работала на два — три жернова (Н. М. Богатков, 1961).

В *Болгарии* в юго-восточных Родопах у южного подножья вершин Сакарки и Рожена из глубокой вертикальной пещеры в основании скалы вытекает карстовый источник Хубча со средним дебитом 300 л/сек. Он является истоком р. Бялы. Вода Хубчи поступает по четырем каналам на три больших мельницы, лесопилку и

шерстевальню. Весной во время таяния снега приток карстовых вод так велик, что Хубча фонтанирует на высоту до 3 м. Для защиты от капризов карстовой реки мельницы ограждены высокими деревянными стенами (А. Страшмиров, 1953). Мощный карстовый источник Глава Панега дает начало р. Панеге, притоку Искыра. Расход реки достигает $4 \text{ м}^3/\text{сек}$, большая часть которого ($2 \text{ м}^3/\text{сек}$) приходится на упомянутый карстовый источник. Воды р. Панеги используются для выработки электроэнергии. Работают две станции: одна близ Луковита, другая у с. Радомирца общей мощностью 1,2 тыс. *квт* (Ж. Гылыбов и др., 1960).

В Тюрингенском бассейне (ГДР) в долине р. Хельбы у местечка Киндельбрюк из карстового Бездонного озера вытекает небольшая речка с расходом до $100 \text{ л}/\text{сек}$, на которой работает мельница (А. В. Ступишин, 1967, стр. 168). В юго-западной части города Плауэ в Тюрингии из небольшой пещеры в известняках вытекает источник. Он настолько многоводен, что даже в наиболее засушливые годы на нем работает мельница (К. Кейльгак, 1935).

В *Австрии* для водоснабжения Вены используются карстовые воды источника Кайзербруннен и других, вытекающих из мульдобразно залегающих закарстованных трещиноватых известняков верхнего триаса, которые подстилаются верфенскими сланцами. При проходке каптажной штольни была вскрыта подземная полость длиной 17 м и шириной около 1 м. В нее в пяти местах изливались мощные источники. От каптажа, находящегося на высоте около 350 м над условной отметкой, вода по напорному трубопроводу длиной 89,09 км поступает в резервуар Розенхюгель. Второй напорный водопровод длиной 171,8 км подает воду из пещерных источников, находящихся на высоте 700 м над уровнем моря. После переходной камеры она поступает в камеру для гашения напора. Путем использования разностей уровней второго венского водопровода на участке между местечками Линц и Хоминг ежегодно получают 5000 л. с, или 28 млн. *квт-ч* электроэнергии. Силовая гидростанция использует разность уровней в 193,95 м, а количество рабочей воды составляет $2,315 \text{ м}^3/\text{сек}$. Это не только вода двух групп пещерных источников, но и некарстовые воды. Вода после энергетического использования поступает в водопровод (Е. Принц, Р. Кампе, 1937). В районе гор Курвелеш (Албания) вода карстовых родников используется в некоторых селениях для получения электроэнергии (G. Patzelt, 1964).

Во *Франции* в Пиренеях путем пройденного на склоне горы тоннеля был перехвачен поток карстовых вод пещеры Сигалер и выведен на поверхность. Из тоннеля вода была направлена по трубе большого диаметра в главное водохранилище, оттуда по трубопроводу длиной 1050 м — вниз, в долину, к турбинам электростанции мощностью 30000 лошадиных сил (Н. Кастере, 1964).

В Нижних Пиренеях на 300 м выше дна долины на отметке 975 м находится пещера Горячих источников, из которой вытекает

подземная река. Пещера развита в основании толщи верхнемеловых известняков, залегающих на амфиболовых гранитах. В результате длительных сложных исследований отряда спелеологов пещерная река была прослежена вверх по течению и определено место, где она протекает, на отметке 1130 м. Более высокое положение подземной реки связано с постепенным подъемом подстилающих известняки водопроницаемых гранитов. Найденная точка находилась всего в 541 м от уравнильной шахты. В известняках был пробит тоннель длиной 541 м и перехваченная вода пещерной реки стала поступать в уравнильную шахту, а затем по напорным водоводам к электростанции Мьежеба. В результате использования пещерной реки была получена электроэнергия с рекордно малой стоимостью киловатт-часа (М. Жинью, Р. Барбье, 1961).

Плато Веркор западнее Гренобля, сложенное закарстованными ургонскими известняками (н. мел), подстилаемыми водонепроницаемыми мергелями готерива и валанжина (н. мел.), прорезано рекой Бурн. Водосборный бассейн р. Бурн по гидрогеологическим данным был определен в 285 км², а для соседней р. Вернезон — 289 км². Гидрогеологическое изучение карста показало, что фактически водосборные бассейны, в результате несовпадения поверхностных и подземных водоразделов, составляют соответственно 514 (Бурн) и 79 км² (Вернезон). По меженным расходам были получены близкие цифры водосборов — 529 км² и 45 км². Поэтому зарегулирована была только р. Бурн, которая питает гидроэлектростанцию Пон-ан-Руаян. Выше по течению р. Бурн ранее была построена гидроэлектростанция Бурнильон, некоторые ступени которой используют перехват карстовых вод. Ступень II была сооружена первой. Это деривация реки со срезкой одной петли (меандры).

Позже была сооружена I ступень. На левом берегу р. Бурн давно известна была сухая пещера в ургонских известняках Гуль-Бланш. Она была оборудована для посещения туристами. Во время одного из таких посещений некий промышленник из Дофинэ, услышал за скалистой стеной пещеры шум текущей воды. Пробитая в этом направлении небольшая штольня вскрыла подземную реку, которая была отведена по тоннелю и стала питать электростанцию.

III высокая ступень использует поверхностное течение р. Бурн.

Низкая ступень IV использует каптаж карстового источника д'Арбуа. Ступень V, между ступенями II и III, использует поверхностное течение р. Бурн, куда впадает мощная река, вытекающая из пещеры Гуль-Нуар. В долине р. Бурн перехвачена и подземная река Бурнильон, находящаяся в районе одноименной электростанции. Ниже плотины Бурнильон находится ступень II, использующая воды водохранилища выше плотины (М. Жинью, Р. Барбье, 1961).

Во Франции в Предальпах Дофинэ (департамент Воклюз) находится всемирно известный пещерный источник Воклюз. Он берет начало у подножья крутой скалы высотой в 200 м, где начинается

мешкообразная долина. Вытекает Воклюз из широкого почти круглого воронкообразного бассейна, находящегося внутри глубокой пещеры с полукруглым входным отверстием. Внешний вид источника различен и зависит от дебита. Весной при высоком уровне воды она заполняет вход пещеры до самого верха. В октябре во время низкой воды пещера вполне открыта и внутри ее можно видеть озеро, теряющееся во мраке. До тех пор, пока вода не выходит из берегов этого озера, излишки ее стекают подземно через трещины и карстовые пустоты. В результате на расстоянии нескольких метров от входа в пещеру вытекает около двадцати родников, которые, падая в виде водопадов и пенясь, разбиваются о скалы. Воды источника Воклюз имеют дебит в секунду до 120 м^3 , а при обычном уровне — 8 и наименьшем — $5,5 \text{ м}^3$. Достигнув подножья скалы, вода исчезает и вновь появляется на поверхности в виде водопада, давая начало р. Сорг. На этой реке вода приводит в движение 200 мельниц и орошает более 2000 га земли. Река впадает в Рону в окрестностях г. Сорг и Авиньона (К. Кейльгак, 1914, 1935; Ф. Ратцель, 1896).

В журнале «Иберика» сообщается о проекте использования вод реки в пещере Лисья нора (Испания), имеющей расход 50 л/сек, для сооружения гидроэлектростанции.

В *Алжире* над городом Тлемсен с севера возвышается плато, сложенное юрскими закарстованными известняками. На юго-запад от города плато обрывается, образуя перепад 350 м, который называется «Цирком водопадов». Выше водопадов находится мощный карстовый источник Айн-эль-Мехарас. Источник представляет область стока карстовых вод верхнекимериджских доломитов и известняков, питающихся атмосферными осадками. Он выходит там, где в результате сброса толща водоупорных подстилающих мергелей среднего кимериджа приподнята. Следовательно, карстовый источник Айн-эль-Мехарас является переливающимся. Верхнекимериджские известняки образуют естественный бассейн карстовых вод.

Возникла идея использовать воды этого подземного водохранилища для энергетических целей и орошения. Для этого к большим колодцам, пробитым в доломитах, примыкает тоннель, который будет отводить карстовые воды к обрыву высотой 350 м, возвышающемуся над г. Тлемсен. Этим путем удастся использовать для энергетических целей не только дебит карстового источника, но и выведенные тоннелем ранее неиспользуемые карстовые воды. После использования вращения турбин электростанции у крутого северного края плато карстовые воды природного и искусственного источника (тоннель) будут направлены для орошения равнины Тлемсена. Тоннель понизит уровень карстовых вод, подпруженных в результате сброса. Тогда паводки, вместо того чтобы низвергаться в виде водопадов, пойдут на подпитывание бассейна карстовых вод. Искусственно регулируемое подземное водохранилище в верхнекимериджских закарстованных известняках и доломитах отличается еще и тем, что здесь не будет потерь на испарение (М. Жинью, Р. Барбье, 1961).

На юге Орана по краям Шотт-эш-Шерги, находящегося между горами Телль с севера и Сахарский Атлас с юга, в различных местах бьют источники пресной воды. Самый мощный источник — Айн-Скруна (теплый источник) — имеет дебит 500 л/сек и температуру 31°. Кроме атмосферных осадков на поверхности Шотта, источник питается карстовыми водами среднеюрских известняков, залегающих в основании, а в Сахарском Атласе — также водами вышележащих известняков сенонского яруса верхнего мела. Возник проект перехватить подземные воды в районе источников, где они сосредоточены на участке шириной до 1 км, и не дать им испариться, а направить на орошение. Так как районы, нуждающиеся в орошении, расположены ниже на 200 м, то можно было бы сначала использовать ирригационные воды в гидроэнергетической установке (М. Жинью, Р. Барбье, 1961).

В Турции в 5—7 км севернее города Малатья из плотных кристаллических трещиноватых известняков на дне ущелья из-под обломков и щебенки известняка вытекает карстовый источник. В 15—20 м от первых выходов расход его составлял уже 3—5 м³/сек. На воде этого карстового источника работает городская электростанция (С. В. Троянский, 1936).

В Турции в районе г. Анталя одна из наиболее значительных гидрогеологических систем страны используется для производства электроэнергии и в ирригационных целях. Две группы карстовых источников, выходящих на поверхность на контакте высокого травертинового плато и мезозойских известняков Западного Тавра, соединяясь, образуют реку с минимальным расходом 11 м³/сек и максимальным — 30 м³/сек. Река исчезает в большой воронке и, пройдя некоторое расстояние под землей, вновь выходит на поверхность в виде воклюзского источника на дне воронки Варсан и опять исчезает на краю той же воронки. У Дюденчай река вновь появляется на поверхности в виде воклюзского источника с сифонным механизмом и затем впадает в море (А. Temucin, 1965/1966).

D. Balazs (1962) указывает, что в карстовой области Ю. Китая в провинции Юньнань сооружена подземная электростанция, приводимая в движение водами подземной реки.

Югославия. В заключение остановимся на энергетическом использовании пещерных рек и карстовых источников в Югославии. Здесь крупные карстовые источники, дающие начало рекам, называют «врела». Они обладают дебитом от 1 до 4 м³/сек. Энергия их использовалась для водяных мельниц, сукновален, а в последнее время — для получения электроэнергии и электроосвещения (И. Цвийич, 1927). В частности, в городе Дубровник, находящемся на берегу Адриатического моря, у подножья гор вытекают крупные карстовые источники, дающие начало реке Омбла. Воды этих источников используются в водяных мельницах и для получения электроэнергии (В. Валев, 1962).

Особенно широкий размах гидроэнергетическое строительство приобрело в последние годы. В западной прибрежной части Юго-

славии, где карстовые воды преобладают, многие пещерные, исчезающие и другие реки широко пользуются для получения электроэнергии. Ниже приводится их характеристика по К. А. Горбуновой (1969).

Р. *Ли́ка* в Личко поле поглощается понорами. Подземный сток из полей направлен через массив Велебит в сторону Адриатического моря, где карстовые воды питают пресные субмаринные источники, а также наземные источники на побережье. Самая большая исчезающая река этого района — Ли́ка летом течет до понора Марков. В периоды дождей поноры не успевают поглощать всю воду и река доходит до Липово поля, являющегося северной частью Личко поля. Наиболее низкие участки полей заливаются водой и в сухое время года используются как луга.

Неустойчивый водный режим р. Лики затрудняет хозяйственное использование полей. С созданием гидроэнергетической системы Лики, состоящей из двух водохранилищ, тоннеля и гидроэлектростанции, будет возможно регулирование поверхностного стока. Осушение заливаемых участков полей позволит освоить эти плодородные земли для земледелия (рис. 17).

На р. Лике сооружается плотина Крушчица высотой 80 м, которая создаст водохранилище с запасом воды до 140 млн. м³. Под плотиной сооружена противofильтрационная завеса. Для этого пройдено 15000 пог. м вертикальных скважин, через которые в закарстованные известняки нагнеталась специальная смесь глины и цемента. Ниже плотины воды р. Лики тоннелем длиной 10,5 км отводятся в Гацко поле, а далее вместе с водами р. Гацки в небольшое поле Гусич. Поле Гусич, которое является северо-западной частью Гацко поля, превращается в искусственное водохранилище. По четырнадцатикилометровому тоннелю, пройденному под хребтом Велебит, вода из водохранилища отводится на побережье. Падая с высоты 436 м, она приводит в действие турбины гидроэлектростанции Сени мощностью 110 млн. кВт-ч.

Многоводная карстовая река *Цетина*, текущая часть пути по Синьскому полю, дренирует крупные поля юго-западной Боснии (Купрешко, Гламочко, Дуванско, Ливанско). Длина ее 105,5 км, общее падение 382 м, а средний расход в нижнем течении 107 м³/сек. В верхнем течении р. Цетины в Синьском поле насыпной плотиной высотой около 60 м и длиной 450 м создано водохранилище Перуча объемом 540 млн. м³ и потенциальной энергией 360 млн. кВт-ч. Водохранилище сооружено в сложных геологических и гидрогеологических условиях. Оно вытянуто вдоль оси крупной синклинали, в ядре которой залегают закарстованные известняки мелового возраста общей мощностью более 1000 м. Они подстилаются нижнемеловыми доломитами мощностью до 400 м. Ниже идут юрские и триасовые отложения (рис. 18).

Карстовые воды по многочисленным подземным каналам поступают в основание водохранилища с левобережья Цетины. Для предотвращения утечки воды из водохранилища были проведены

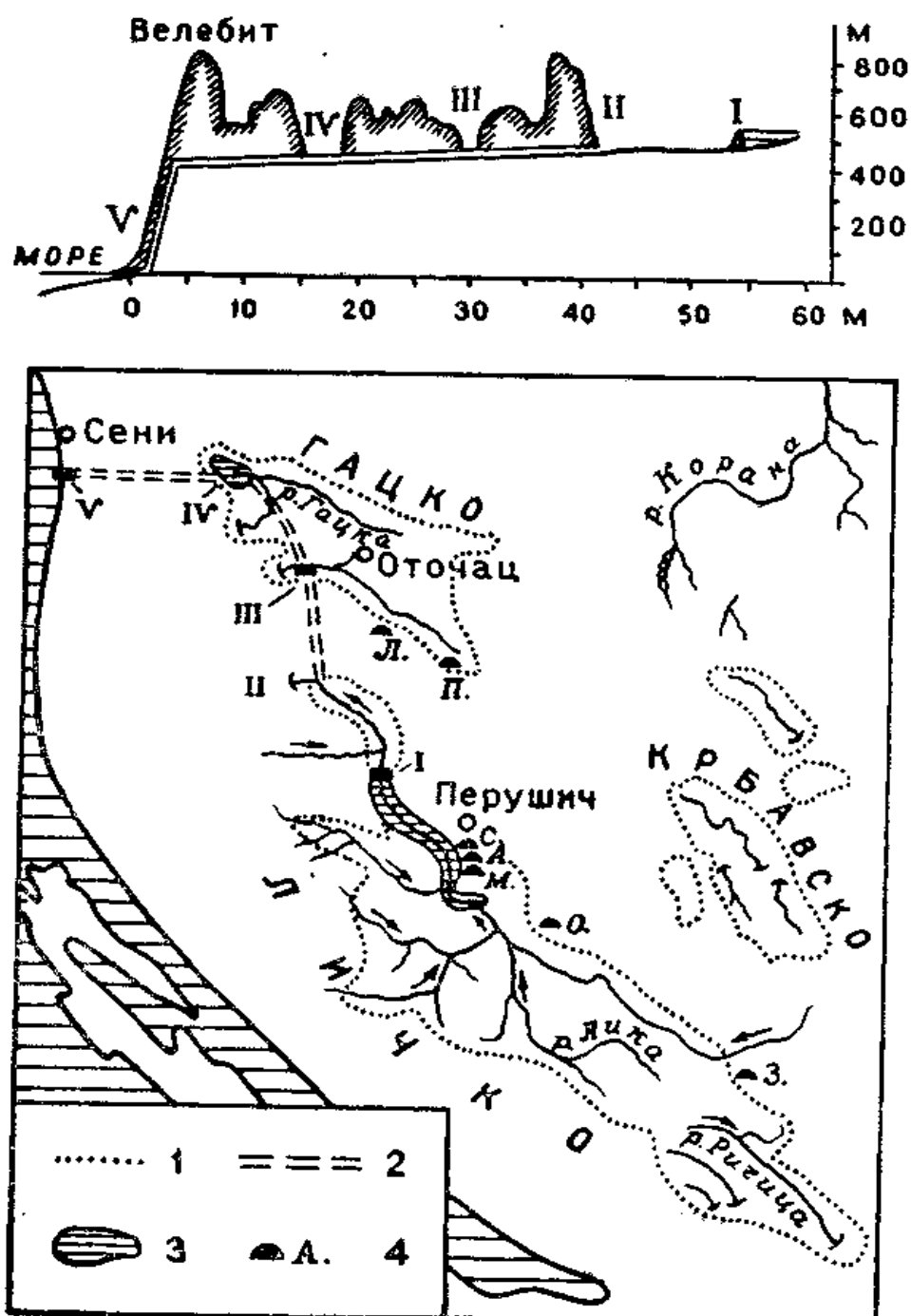


Рис. 17. Гидроэнергетическая система Лики и Гацки по И. Баучичу (К. А. Горбунова, 1969): 1 — контуры полей, 2 — тоннели, 3 — водохранилища, 4 — пещеры. Цифры на плане и профиле: I — плотина Крушчица II — понор Лики, III — плотина Гацки, IV — понор р. Гацки в поле Гусич, V — электростанция Сени

специальные противofiltrационные мероприятия. Проверка надежности их в 1959—60 гг. показала, что фильтрация при максимальном уровне воды составляет только 430 л/сек, или 0,75 % от среднего расхода р. Цетины. Дальнейшие режимные наблюдения также имели положительные результаты. Создание плотины позволило ввести в сферу хозяйственного использования площади, ранее

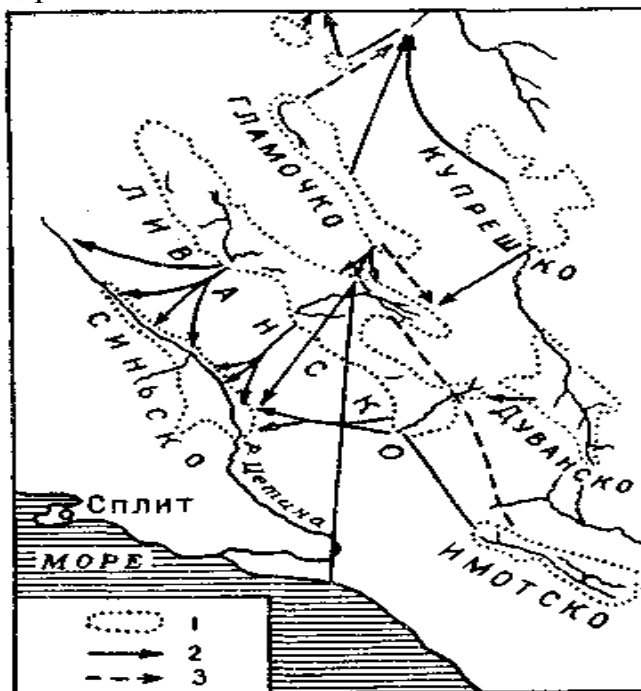


Рис. 18. Направление стока карстовых вод подземного водосбора р. Цетины по Б. Петровичу и Б. Прелевичу (К. А. Горбунова, 1969): 1 — контуры полей, 2 — установленные опытными работами пути подземного стока карстовых вод, 3 — предполагаемые пути стока.

заливавшиеся водой на длительное время. В 1962 г. вступила в действие гидроэлектростанция Сплит. После завершения всего гидроэнергетического комплекса бассейн р. Цетины может дать 3,5 млрд. квт-ч.

Река Неретва — главная река Герцеговины, несущая в море в среднем 370 м³/сек воды. Вместе с притоками она обладает огромными запасами гидроэнергии. Эта бурная река в половодье заливала большие площади, особенно ниже г. Мостара. Регулирование водного стока достигается путем создания на реке водохранилищ. В 1955 г. сооружены водохранилище и первая гидроэлектростанция в 50 км выше г. Мостара в Ябланице. Другая электростанция расположена на правом притоке Неретвы — Раме. Эти две станции дадут 1,5 млн. квт-ч электроэнергии.

В восточной Герцеговине поля Дабарско, Фатничко, Гатачко, Невесиньско и Попово в течение длительного времени заливаются водой. Окруженное невысокими горами Дабарско поле, находящееся на высоте 430 м над ур. м., вытянуто в динарском направле-

нии на 20 км при ширине 2 км. В районе поля выпадает около 1500—2000 мм осадков в год, причем около 75% приходится на зимний период. В течение года в Дабарско поле по карстовым каналам, главным образом из Гатачко поля, поступает более 300 млн. м^3 воды. Зимой, когда поноры не успевают поглощать воду, возникает озеро объемом до 200 млн. м^3 . Воды, поглощаемые понорами Лукавачко, Пониква и Кутской пещерой, находящимися в юго-западной части поля, пройдя более чем 10 км под землей, выходят на поверхность и дают начало р. Брегава, левому притоку р. Неретвы (рис. 19).

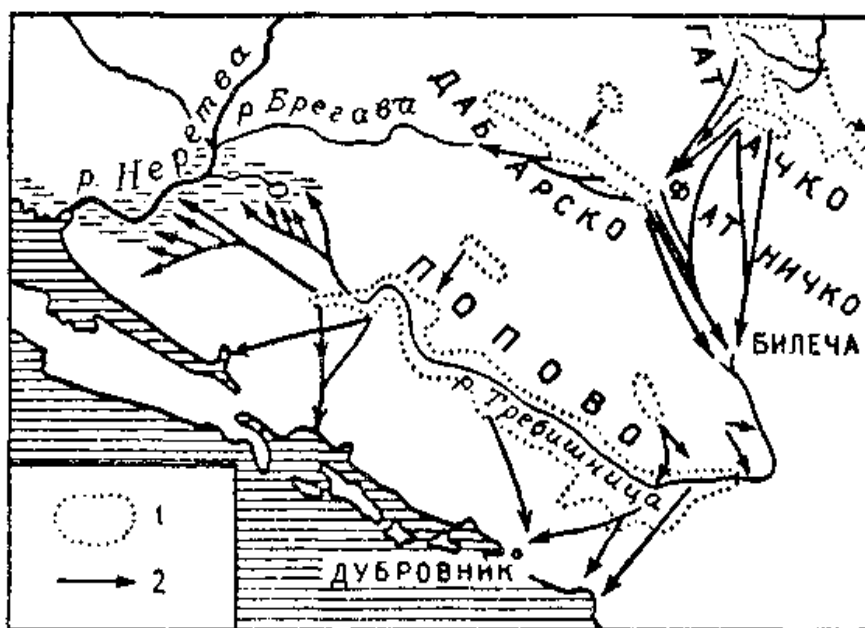


Рис. 19. Пути подземного стока карстовых вод бассейна р. Требишницы по Б. Петровичу и Б. Прелевичу (К. А. Горбунова, 1969): 1 — контуры полей, 2 — пути стока

Дабарско поле отделяется от Фатничко поля закарстованной поверхностью Колудровина. Небольшое Фатничко поле, расположенное на высоте 470 м, дренирует карстовые воды, поступающие подземным путем из Гатачко поля, расположенного северо-восточнее на высоте 930 м. Для поля характерны сезонные источники. Расход самого большого из них — Обода, представляющего эставеллу, достигает зимой 60 $\text{м}^3/\text{сек}$. В сухое время года он поглощает воду. Благодаря обильному поступлению воды, зимой поле превращается в озеро глубиной до 40 м. Из Фатничко поля большая часть воды подземным путем течет в р. Требишницу, меньшая — в р. Брегаву.

Так как периодическое затопление затрудняет использование полей для земледелия, в «их намечается создание системы гидроэнергомелиоративных сооружений. Поверхностные воды из Невесиньско поля по 13-километровому тоннелю будут отведены к электростанции в Дабарско поле. Затем по дренажному каналу

вода поступит в Фатничко поле и из него дальше по тоннелю к р. Требишнице на электростанцию Билеча.

Река Требишница является крупнейшей исчезающей рекой в Мире. При длине 90 км она имеет постоянное течение только на протяжении 40 км. Расход источников Требишницы в среднем около $41 \text{ м}^3/\text{сек}$ яри максимальных значениях свыше $200 \text{ м}^3/\text{сек}$. У г. Требине среднегодовой расход реки около $100 \text{ м}^3/\text{сек}$ при минимальном 2,5 и максимальном $700 \text{ м}^3/\text{сек}$. Отсюда в Попово поле начинается зона поглощения реки в многочисленные поноры.

Попово поле вытянуто в длину на 31 км при ширине 1,5 км. Зимой, когда поноры не успевают поглощать поступающую воду, оно превращается в сезонное озеро с объемом воды до 900 млн. м^3 и глубиной 40 м. Подземный сток из него направлен непосредственно к морю, а из нижней, северо-западной части — к левобережью р. Неретвы. На правобережье моря в районе Дубровника карстовые воды водосбора системы исчезающих рек Мушница — Фатничко — Требишница дают начало р. Омбла, которая питается также частично водами, стекающими подземным путем под руслом р. Требишницы из Любимирско поля. Расход реки колеблется от 4 до $140 \text{ м}^3/\text{сек}$, температура — от 12 до 16°C . Мощный источник, дающий начало р. Омбла, вытекает по сбросу на контакте эоценового флиша и нижнеюрских известняков.

Мощные карстовые источники, называемые «врули», вытекают на дне моря. Методом окрашивания установлено, что действующие только в дождливый зимний период «врули» в заливе Быстрина питаются водами Требишницы в периоды, когда она наводняет Попово поле.

В восточной Герцеговине имеется проект преобразования Требишницы и заливаемых водой полей путем создания трех водохранилищ и нескольких гидроэлектростанций с общей производительностью около 3,5 млрд. *квт-ч*. Создание двух плотин и электростанций в верховьях Требишницы позволит получить дешевую электроэнергию, предотвратит затопление огромного Попово поля и создаст условия для ирригации его в сухие периоды. Сооружаемая гидроэлектростанция Гранчарово в 17 км выше г. Требине явится верхней ступенью гидроэнергетической системы Требишницы. Поперек глубокой узкой долины на закарстованных мезозойских известняках и доломитах сооружается бетонная плотина высотой 123 м и длиной около 400 м, выше которой образуются водохранилище объемом 1277 млн. м^3 с колебаниями уровня порядка 52 м. Около 75 % площади водосборного бассейна водохранилища, равной 1300 км^2 , сложено мезозойскими известняками, сильно нарушенными и закарстованными. Исследование проницаемости пород района плотины показало необходимость проведения противифльтрационных мероприятий путем создания бетонной завесы.

Второй ступенью энергетической системы Требишницы является электростанция Дубровник. В 3 км ниже Требине создается гравитационная плотина Горица с компенсационным водохранили-

Таблица 9

Классификация некоторых карстовых источников и пещерных потоков, имеющих энергетическое использование (без Югославии)

Гидродинамические зоны	Стадия развития пещер	Карст равнин		Карбонатный карст предгорных и горных районов
		гипсовый	карбонатный	
Подзона подвешенных вод	Многоярусная			Пеш. р. Бзыби, Грузия, СССР. Сигалер, Пиреней, Франция. Кайзербруннен, Пещерные источники, Австрия
Горизонтальной ненапорной циркуляции	Воклюзовая ненапорная		9 ключей р. Дон. Шульган, Урюк, Башкирия. Ключи, Пермская область, СССР	Мельничный, Хинган, СССР. Сток оз. Бездонного, ГДР. Воклюз, п. Горячих источников, Н. Пиреней, п. Гуль Бланш, Веркор, Франция. Айн-эль Мехарас, Айн-Скруна, Алжир
Горизонтальной напорной циркуляции	Воклюзовая напорная	Низкое, Мазуевка, Сарга (?), Пермская область; Голубое озеро, Татария, СССР	Верх.-Суксун, Усть-Лог, Пермская обл. Сарема (?), Эстония, к. источники р. Онеги, СССР	Хубча, Глава Панега, Болгария. Малатья (?), Турция
Вертикальной восходящей и сифонной циркуляции			Красный Ключ, Башкирия	Источник района оз. Церик-Кель, С. Кавказ, СССР

Примечание. Вопросы (?) поставлены для потоков, которые по имеющимся данным нельзя уверенно отнести к указанной гидродинамической зоне.

щем, вода из которого поступит дальше по напорному тоннелю и трубопроводу к морю. Машинный зал электростанции расположен около берега моря в полости, высота которой 35 м, длина 95 м и ширина 17 м. В первую очередь будут установлены турбины Френсиса по 145 тыс. л. с. каждая (Guide Book, 1965).

* * *

Выше мы показали некоторые случаи энергетического использования карстовых источников и пещерных рек. Они могут быть обобщены в виде таблицы 9.

Необходимо более широко использовать пещерные реки для энергетических целей. На возможность утилизации энергии напорных вод давно указывал А. И. Дзенс-Литовский (1936). В качестве примера он приводил напорные воды Бирского минерального источника, приводящего в движение целый ряд водяных мельниц. В Старой Руссе мельницы работают на напорных водах. М. Жинью, Р. Барбье (1961) приводят примеры энергетического использования двух артезианских скважин в Алжире. Скважина Зельфана глубиной 167 м обладает максимальным дебитом 65 л/сек с давлением при закрытии задвижкой $7,25 \text{ кг/см}^2$. При помощи небольшой турбины Пельтон в 18 л. с, прежде чем поступить в оросительную систему, вода скважины используется для получения электроэнергии. В оазисе Фугала с 1936 г. оборудована скважина, и вода поступает на турбогенератор мощностью 5 квт-ч.

Выгодность использования пещерных и родниковых вод заключается в том, что в ряде случаев они не требуют сооружения дорогостоящих плотин, не боятся засухи, ледохода или замерзания, так как карстовые воды имеют довольно постоянную годовую температуру. После гидроэлектростанции воды, как это показал опыт Вены, могут быть пущены в городской или сельский водопровод или для орошения.

В некоторых случаях в горных районах электростанция высекается прямо в известняках.

ВОДОСНАБЖЕНИЕ КАРСТОВЫМИ ВОДАМИ

Карстовые воды являются одним из основных источников водоснабжения во многих районах. Используются воды карстовых родников и эксплуатационных скважин. В СССР карстовые воды широко применяются в Эстонии, а также в Ленинградской области, в Белоруссии, на Украине (карст мела) и особенно в Крыму, в Молдавии, в некоторых районах Кавказа, Урала, Средней Азии, Сибири и Дальнего Востока.

Большое значение в водоснабжении имеют карстовые воды Болгарии, Югославии, Ирландии, некоторых районов Румынии (в Хунедоара 3 скважины имеют дебит 200—225 л/сек), Венгрии, Австрии (частичное водоснабжение г. Вены), Швейцарии, Франции,

Бельгии (г. Брюссель), Великобритании, Италии, Испании и, Португалии, Турции, Китая, Северной Африки, Южной Африки, Австралии, США, Мексики, некоторых государств Южной Америки.

ВОПРОСЫ ОХРАНЫ КАРСТОВЫХ ВОД

Карстовые воды, питающиеся за счет инфилюации, загрязняются легче и интенсивнее, чем подземные воды поровых коллекторов, где преобладает инфильтрация. В различных областях карстовых бассейнов условия распространения загрязнения различны. Наиболее опасно загрязнение в периферийных и внутренних областях поглощения, где происходит инфилюация и инфильтрация поверхностных вод и атмосферных осадков в карстующиеся толщи. Наибольшее поглощение вод в синклинальных карстовых бассейнах происходит обычно на периферии, а в антиклинальных — во внутренних областях. Местами, в областях стока, при наличии провальных явлений, на отдельных участках возможна инфилюация в карстовые провалы. Наименее опасно загрязнение в области дренажа, где происходит разгрузка карстовых вод. Оно будет только в ключевых горшках в виде небольшого озера, а глубже, в зону вертикальной восходящей циркуляции, не будет проникать.

В горных районах загрязнение опасно в области питания карстовых бассейнов, артезианских склонов и бассейнов трещинно-карстовых вод. В области стока и напора оно обычно отсутствует.

Во многих районах карстовые воронки, котловины и особенно свежие провалы привлекают внимание местного населения. Они используются под свалки, скотомогильники и другие источники загрязнения. При определении опасности очагов загрязнения необходимо устанавливать, к какой области бассейна карстовых вод, бассейна напорных трещинно-карстовых вод или карстовых водоносных систем относятся эти очаги.

В Пермской области описанная ранее карстовая шахта Бреховского провала (т. I, стр. 98—99) использовалась животноводческой фермой как скотомогильник. При посещении в 1956 г. можно было наблюдать трупы сброшенных туда овец. Карстовые воды в этом районе не использовались для водоснабжения и скотомогильник, не представлял значительной опасности.

Е. Принц (1933) приводит пример, когда вода карстового родника Патернис в Динанте (Бельгия), который питается пещерной рекой Валок-Сек-Соррен, несмотря на имевшиеся заболевания в городе, считалась даже целебной. Им опубликован рисунок подземного водотока в закарстованных известняках. На участке, где он пополняется речной водой, профильтровавшейся через аллювиальный песок, вода является чистой. Под населенным пунктом и карстовой рекой с понорами вода подземного водотока загрязнена и непригодна для водоснабжения.

Наиболее опасно загрязнение области питания обособленных

водотоков, особенно в горных водоносных карстовых системах, где скорость движения вод наибольшая. Это необходимо учитывать при проектировании водоснабжения карстовыми водами в обстановке возможного радиоактивного заражения.

КАРСТОВЫЕ ИСТОЧНИКИ И РАССЕЛЕНИЕ

В карстовых районах бедные водой горные хребты почти не заселены. Они с глубокой древности используются как летние пастбища для скота, в зимнее время перегоняемого в низины. Таковы Яйлы Крыма, карстовые районы Гагринского хребта, Динарид, Центральные Апеннины и другие. Населенные пункты сосредоточены в низинах предгорьев, в котловинах между горными хребтами, в полях, в местах обильных выходов подземных вод у подножья известняковых массивов. Карстовые ключи — источники живительной влаги и жизни среди каменистых гор, были в древние времена местами поклонения. В Центральные Апеннины на месте выхода из известняков чистых и холодных карстовых ключей ранее были расположены древние языческие храмы. Сейчас сохранились часовенки, построенные на месте древних храмов и нередко подражающие им своим стилем (Б. Ф. Добрынин, 1915). Религиями всех времен карстовые источники выдавались за «дар божий».

Примеры поселений у карстовых источников многочисленны. Таков Горный Крым с безлюдными Яйлами и населенными пунктами у родников северного подножья. На Кавказе это *Мамздышка и Арабика*. На Мамздышке на высоте 2200 м летом 1948 г. автор наблюдал временное поселение пастухов. Водоснабжение базировалось на воде, полученной путем таяния снега из карстовых колодцев и весьма малodeбитного родника подзоны подвешенных вод. Основная масса поглощенных карстовыми понижениями Мамздышки и Арабики талых и дождевых вод, а также постепенно тающего снега, разгружается на побережье Черного моря в районе Гагр в виде пещерных рек Репруа и других. Они являются основным источником водоснабжения Старых и Новых Гагр. Часть воды разгружается субмаринно в Гаграх и Гантиади.

Многочисленны примеры околородниковых поселений в карстовых районах Балканского полуострова. В южной части Внутренней Албании нагорье Голобрда (высотой до 1500 м сложено известняками, рассеченными глубокими каррами. Много замкнутых отрицательных форм рельефа. Построенные из белого известняка дома деревень обычно группируются у редких мощных карстовых источников.

Южнее р. Шкумби сложенное меловыми отложениями известняковое плато Шпати покрыто буковым лесом до высоты 1800 м. Безлесные участки и буковые леса с многочисленными карстовыми (воронками являются областью поглощения вод. Пройдя до водоупорных серпентинитов, карстовые воды разгружаются в виде мно-

жества мощных источников, у которых расположены многочисленные поселки (Г. Луи, 1948).

К востоку от Этолии (Греция) твердые массивные известняки образуют небольшие карстовые нагорья с отвесными обрывами, с воронками и пещерами. Эти ограниченные сбросами горы чередуются с многочисленными впадинами и котловинами, выполненными третичными и четвертичными отложениями. Население и земледельческая культура сосредоточены в низинах, где карстовые источники у подножья известняковых массивов используются не только для водоснабжения, но и поливки полей (Б. Ф. Добрынин, 1948).

Недостаток воды в известняковых горах население несколько восполняет путем создания искусственных кольматационных озер в карстовых понижениях. Ранее поноры перекрывались тампонами из глины и других материалов. Сейчас в Динаридах применяется тампонирующее цементирование поноров и сбор атмосферных осадков в понижениях в высеченные в известняках зацементированные цистерны.

В *Динаридах* (г. Цетинье и другие) поселения расположены в орошаемых карстовыми источниками полях. В Болгарии население и земледельческая культура также сосредоточены в низинах у подножья известняковых массивов, вблизи карстовых источников, воды которых используются для водоснабжения. Среди каменистых диких гор каждая низина на участках, обеспеченных водой, представляет своего рода оазис с садами, виноградниками, рощами маслин. Горные массивы используются только в качестве пастбищ для мелкого скота.

В *Бетских горах* (Испания) в районе развития известняковых хребтов в понижениях и котловинах, орошаемых карстовыми источниками, местами создались центры густого населения с интенсивным сельскохозяйственным производством. Здесь разводится пшеница, маис, сахарная свекла, имеются сады, виноградники (Б. Ф. Добрынин, 1948).

В *Португалии* в районе известняковых массивов Серра-де-Сико, Минде, Фатима и Монте-Жунто большинство деревень расположено в полях Минде и Алвадос — вблизи карстовых источников. Поля засеяны пшеницей и засажены маслинами (П. Биро, 1952).

В *Северной Африке* в районе Оранских косс жилища местного населения большей частью сосредоточены вблизи карстовых источников (О. Бернар, 1949).

В *Юго-Западной Африке* в карстовой области гор Отави населенные пункты возникли около карстовых родников. Это отражается и в их названии — Гротфонтейн. Та же картина наблюдается и в Южной Африке, где мы находим названия Турфонтейн, Грот-Влакфонтейн и другие (А. дю Тойт, 1957; Г. А. Максимович, 1964).

В Мексике на полуострове Юкатан, почти лишенном наземных карстовых родников, населенные пункты сосредоточены около сеноте, которых здесь более 200. В западной части Юкатана, где находится большая часть сеноте, наблюдается наибольшая плотность населения (Н. А. Гвоздецкий, Я. Г. Машбиц, 1958).

Примеры роли карстовых вод в расселении можно было бы умножить. Мы ограничимся приведенными.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ВОПРОСЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГИДРОГЕОЛОГИИ КАРСТА

Распространение карстующихся пород и химизм связанных с ними вод для нашей планеты схематически были ранее освещены (Г. А. Максимович, 1955). Была опубликована морфометрическая классификация карстовых бассейнов, а также пластово-карстовых и трещинно-карстовых вод артезианских бассейнов с примерами из разных стран (Г. А. Максимович, 1968 а, б). Ранее была дана характеристика карста гипсов, ангидритов и соли нашей планеты и карбонатных отложений Восточного полушария (Г. А. Максимович, 1962 а, б, в). Важные теоретические обобщения о поясах артезианских бассейнов Земли принадлежат Н. И. Толстихину (1967 а, б, 1968). В. В. Иванов и Г. А. Невраев (1964) опубликовали классификацию подземных минеральных вод, где приводятся и примеры карстовых источников различных стран, приуроченных к разным гидродинамическим зонам.

В настоящей главе мы вынуждены ограничиться очень кратким освещением распространения карстовых, пластово-карстовых вод и вод карбонатных отложений СССР. Небольшие дополнения сделаны по Болгарии, где карстовые воды хорошо изучены.

КАРСТОВЫЕ И ТРЕЩИННО-КАРСТОВЫЕ ВОДЫ СССР

В СССР широко развиты карстовые, трещинно-карстовые воды карбонатных и сульфатных отложений и, в меньшей степени, воды соляного карста. Наибольшее значение имеют воды известняково-доломитовых толщ. На платформе в осадочном чехле некоторую роль играют трещинно-карстовые воды писчего мела, а в складчатых областях и на участках неглубокого залегания складчатого фундамента платформ — и трещинно-карстовые воды мраморов, мраморизированных известняков и доломитов.

История изучения гидрогеологии карста Советского Союза еще ждет своего исследователя. Одним из первых карстовые воды, как азональные грунтовые, в 1923 г. отметил В. С. Ильин (1930). На составленной им карте европейской части СССР карстовые воды показаны на Онего-Северодвинском междуречье, между Тулой и Орлом, на Уфимском плато и в Горном Крыму. Далее карстовые

воды европейской части СССР кратко характеризуются А. Н. Семихатовым (1934), для всего Советского Союза в 1933 г. — в административном разрезе (Материалы..., 1933), а по артезианским бассейнам и союзным республикам — Н. Н. Славяновым (1935).

Широкий размах гидрогеологических исследований позволил более обстоятельно осветить карстовые воды СССР. Публикуются работы о режиме карстовых вод разных районов (Л. Ф. Семенова, 1938), водах соляного карста (Н. И. Толстихин, А. И. Дзенс-Литовский, 1948; А. И. Дзенс-Литовский, 1962, 1966), карста мела (М. А. Зубашенко, 1966), карста СССР (Г. А. Максимович, 1962; Ю. П. Пармузин, 1962), европейской части СССР, Урала и Кавказа (Н. В. Родионов, 1963). В последней работе много данных и о гидрогеологии.

Данные о гидрогеологии карста приводятся при характеристике угольных месторождений СССР (М. В. Седенко, 1951), минеральных вод (Н. И. Толстихин, 1948; В. В. Иванов, А. М. Овчинников, Л. Я. Яроцкий, 1960; В. В. Штильмарк, 1938; А. М. Овчинников, 1956), термальных вод (Термальные воды, 1963), подземного стока (Подземный сток, 1966; Б. И. Куделин, В. П. Карпова, 1968; В. А. Всеволожский, В. П. Карпова, 1964).

Некоторые сведения о районах с карстовыми водами можно найти в работах по гидрогеологическому районированию (М. М. Васильевский, 1938, 1940; М. М. Васильевский и др., 1939, 1953). Более обстоятельные данные мы находим в сводках О. К. Ланге (1959, 1963) и особенно Г. Н. Каменского, М. М. Толстихиной и Н. И. Толстихина (1959). Последняя работа положена в основу рассматриваемой главы. Н. И. Толстихину (1959) принадлежит важное деление карстовых бассейнов торных стран. Мы его привели в главе I.

И. К. Зайцев и Н. И. Толстихин внесли большой вклад в развитие теории региональной гидрогеологии СССР (И. К. Зайцев, 1958, 1962, 1967, 1968; И. К. Зайцев, Н. И. Толстихин, 1960, 1963). Эти исследования, а также данные гидрогеологических и гидрогеохимических карт (Гидрогеол. карта, 1957, 1961, 1966; Гидрохим. карта, 1958) попользованы в данной главе.

Артезианские бассейны (карстовые, трещинно-карстово-пластовые воды и воды карбонатных толщ)

Восточно-Европейская артезианская область. Эта область включает Прибалтийский, Московский, Северо-Двинский, Волго-Камский, Днепровско-Донецкий, Львовский, Северо-Прикаспийский артезианские бассейны первого порядка (И. К. Зайцев, 1968). Фундамент ее в пределах Русской платформы сложен докембрийскими (нижнепротерозойскими и архейскими) сильно дислоцированными и метаморфизированными кристаллическими



Рис. 20. Схема гидрогеологических регионов территории СССР с наличием карстовых и пластово-карстовых вод

Границы: 1—складчатых и артезианских областей; 2—артезианских бассейнов; 3 — номера артезианских бассейнов, 4 — складчатые области Артезианские бассейны арктического (циркумполярного) пояса: 1 — Печорская а. о.; 43—Хатангский

Артезианские бассейны бореального пояса: I. Бассейны Восточно-Европейской артезианской области: 3—Прибалтийский; 4 — Московский; 5 — Северо-Двинский; 6 — Волго-Камский; 7 — Сурско-Хоперский; Днепро-Донецкий (8 — Донецко-Донской, 9 — Днепровский); 10 — Львовский; 11 — Северо-Прикаспийский. II. Бассейны Восточно-Сибирской артезианской области: 45 — Оленекский; 44 — Котуйский; 46 — Тунгусский; 47 — Якутский; 48 — Ангаро-Ленский.

Артезианские бассейны средиземноморского пояса: III. Бассейны Каспийско-Черноморской артезианской области: 19—Причерноморский; 20—Азово-Кубанский; 21 — Терско-Кумский и Дагестанский. IV. Бассейн Арало-Каспийской артезианской области: 22 — Устьюртский.

Гидрогеологические складчатые области северного пояса с их артезианскими бассейнами: 2 — Балтийская; Тимано-Уральская (32—Тиманская; 33 — Уральская); 51—Алданская; 42 — Таймырская; 36 — Алтае-Саянская; Саяно-Енисейская (37 — Кузнецкий а. б., 38 — Минусинский а. б., 39 — Восточно-Саянская; 40 — Енисейская); 41—Туруханская; 49 — Байкало-Патомская; 50 — Даурская; 52 — Джугджуро-Становая; 53 — Хингано-Буреинская; 54 — Сихотэ-Алинская; 55 — Колымская (Колымско-Омолонский срединный массив).

Гидрогеологические складчатые области южного пояса и его северного обрамления с их артезианскими бассейнами: 13 — Украинская; 14 — Донецкая; 12 —Карпатская; 15 — Крымская; 16 — Керченско-Таманская; 17 — Большекавказская; 18 —Малокавказская; 23—Мангышлакская; 24 — Туаркырская; 25 — Б. Балхан; 26 — Копетдагская; 35—Южно-Таджикская; 27 — Памирская; 28 — Алайская; 29 — Тянь-Шаньская; 34 — Тарбагатайская; 30 — Фреганский срединный а. б.; 31 — Центрально-Казахстанская

породами различного состава и генезиса. Осадочный чехол представлен спокойно залегающими, преимущественно терригенными и карбонатными, мало измененными породами от верхнепротерозойского и кембрийского до четвертичного возраста (рис. 20). Преобладают палеозойские отложения, где необходимо отметить наличие карбонатных и галогенных формаций. Соленосные отложения пермского возраста развиты на востоке и северо-востоке артезианской области, а девонского — в Днепровско-Донецком и Московском бассейнах. Гипсы, ангидриты и доломиты пермского, каменноугольного и девонского возраста распространены более широко и имеются в разрезах многих бассейнов.

Осадочный чехол обладает мощностью от десятков до сотен метров по окраинам области. На выступах фундамента внутри области его мощность 1,5—2 км, в самых глубоких частях синеклиз — 3—4 и более км. В Днепровско-Донецкой впадине мощность чехла превышает 7 км, а в Прикаспийской — 15 км.

Осадочный чехол области характеризуется отчетливо выраженной гидрохимической зональностью. Мощность зоны пресных вод, где происходит наиболее интенсивное карстование карбонатных отложений и, в частности, пещерного мела, обычно не превышает 150—200 м, а в Северо-Прикаспийском бассейне еще меньше. Значительная мощность наблюдается на небольших площадях; в центральной, части Днепровско-Донецкого бассейна она достигает 600—700 м. В районах, где вблизи поверхности развиты гипс и галит, в зоне интенсивного водообмена возникают солоноватые и соленые воды.

Большая часть разреза чехла артезианской области заполнена солеными водами и рассолами с минерализацией до 350 г/кг, которые имеются и в карстовых, и палеокарстовых полостях карбонатных толщ. Соленые воды и рассолы отсутствуют лишь по окраинам области, прилегающим к Балтийскому и Украинскому щитам, и в хорошо дренируемых отложениях, залегающих на Воронежском и Белорусско-Литовском поднятиях фундамента.

Прибалтийский артезианский бассейн. Карстовые, трещинно-карстовые и трещинно-карстово-пластовые воды в этом бассейне имеются в ордовикском, силурийском, верхнедевонском, верхнепермском и верхнемеловом водоносных комплексах.

Ордовикский водоносный комплекс представлен известняками глинистыми и мергелистыми, часто доломитизированными. Известняки среднего ордовика мощностью до 60 м, верхнего до 80 м разделены кукуерскими слоями с пачками горючих сланцев верхнего ордовика мощностью до 15 м. Общая мощность ордовикского водоносного комплекса около 150 м. Отложения ордовика выходят на поверхность на севере бассейна, где слагают уступ глинта и расположенную на юг от него Северо-Эстонскую водораздельную возвышенность, о-ва Хиума и Вормси. В южном направлении карбонатные отложения ордовика погружаются под перекрывающие их породы силура

В осевой части бассейна водоносный комплекс под силурийскими отложениями залегает на глубине 750 м и более, на северо-западном склоне Белорусско-литовского поднятия — на глубине 350—500 м, в Вильнюсе он вскрыт на глубине 250 м, а далее на юг, в направлении на Лиду, ордовикские отложения залегают под меловыми на глубине 100 м и менее.

Водообильность комплекса неоднородна. На севере дебит скважин 4—6 л/сек. С глубиной трещиноватость затухает и производительность горизонта уменьшается. Притоки подземных вод в горные выработки весьма велики. На севере, в области поглощения, карстовые воды пресные, чаще гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации с минерализацией 0,5—0,9 г/л и более. По мере погружения в южном направлении минерализация растет и трещинно-карстово-пластовые воды становятся гидрокарбонатно-кальциево-натриевыми. Сильно минерализованная хлоридно-натриевая вода известна в районе г. Каунаса, где пьезометрическая поверхность располагается выше поверхности земли.

Силурийский водоносный комплекс представлен известняками, доломитизированными известняками, доломитами (Г. А. Максимович, Ю. Хейнсалу, 1959). Наличие прослоев мергелей и глин обуславливает развитие нескольких слабо изолированных водоносных горизонтов с общей мощностью толщи 150—200 м. В северной части бассейна силурийская карбонатная толща выходит на поверхность, а к югу погружается под девонские отложения. В осевой части бассейна эта толща залегает на глубине 500—600 м, а на южной окраине под Вильнюсом — на глубине 80—100 м и под маломощными меловыми и четвертичными отложениями.

Водообильность силурийских карбонатных отложений изменяется в широких пределах. Скважины обладают дебитами 1—7 л/сек. и больше, в зависимости от степени закарстованности. На севере бассейна, в области поглощения, воды пресные сульфатно-гидрокарбонатно-магниевые-натриевые с минерализацией 0,2—0,5 г/л и более. По мере удаления от области поглощения изменяется состав трещинно-карстово-пластовых вод и растет минерализация.

Верхнедевонский карбонатный, местами загипсованный, водоносный горизонт характеризуется разнообразием состава и степени минерализации карстово-трещинных вод (А. Верте, 1965 а, б). Воды пресные гидрокарбонатно-кальциево-сульфатные, сероводородные, солоноватые и соленые — хлоридно-натриевые. На курорте Кемери эксплуатируются сероводородные воды, содержащие 20—50 мг/л H_2S .

Верхнепермский водоносный комплекс известняков и доломитов казанского яруса имеет большое значение в западной части Литовской ССР. К нему приурочены пресные гидрокарбонатно-кальциевые трещинно-карстовые воды.

Верхнемеловой водоносный комплекс состоит из чередования песчаных и карбонатных отложений. На востоке он сменяется мелом и мелоподобными мергелями, к которым приуро-

чены пресные трещинно-карстовые воды, дающие источники с дебитом до 100 л/сек. Местами воды мергельно-меловой толщи солоноватые, что обусловлено подтоком снизу по тектоническим нарушениям более минерализованных вод палеозойских отложений (А. И. Силин-Бекчурин, 1958; Г. Н. Каменский и др., 1959).

Московский артезианский бассейн. Карстовые воды здесь приурочены к ордовикским, девонским и каменноугольным отложениям.

Ордовикский водоносный горизонт. На севере, на Силурийском плато, где находится основная область его питания, он выходит на поверхность и воды здесь грунтовые трещинно-карстовые с центробежным стоком (см. рис. 10). Вода стекает на север, где на выходах образует многочисленные, иногда высокодебитные родники с неустойчивым режимом (Ю. М. Гуревич, 1966). Трещинно-карстовые воды стекают и на юг; на границе ордовикских пород с девонскими наблюдаются карстовые родники. Имеются и напорные трещинно-карстово-пластовые воды.

Ненапорные трещинно-карстовые воды отложений ордовика на Силурийском плато пресные гидрокарбонатно-кальциевые. С погружением под девонские отложения они становятся солоноватыми. В Чудово на глубине 175—280 м вода сильно солоноватая хлоридно-натриевая с минерализацией до 6—9 г/л. В более глубоких частях Московского артезианского бассейна водоносный горизонт содержит соленые воды и рассолы.

Верхнедевонский карбонатный водоносный комплекс нижне- и среднефранского подъяруса сложен главным образом карбонатными породами с преобладанием известняков, доломитов, мергелей, со слоями глинистых песчаников, глин, местами с прослоями гипсов. Вследствие большой неоднородности литологического состава, водообильность, минерализация и химический состав вод его различны. Наличие включений и прослоев гипса в шелонских слоях обусловило появление сульфатных и сероводородных вод. В Сольцах соленые воды верхнедевонского карбонатного водоносного комплекса используются для лечебных целей. На северо-западной окраине Московского бассейна в Пскове, Острове, Опочке, Витебске и др. скважинами вскрыты пресные воды (Н. М. Болотина, Д. С. Соколов, 1954). В более восточных районах — в Чудово, Новгороде из скважин получены большие притоки солоноватой воды, непригодной для питья (В. Н. Новожилов, И. В. Базанов, 1967).

На Воронежском поднятии *верхнедевонский водоносный комплекс верхнефранского подъяруса и фаменского яруса* отличается преобладанием в разрезе карбонатных отложений, значение которых растет снизу вверх. Известняки и доломиты закарстованы. В данково-лебежанских слоях присутствует гипс. По мере погружения на север ненапорные карстовые воды переходят в напорные трещинно-карстово-пластовые. Дебит скважин 1—20 и очень редко до 40 л/сек, а родников — 0,3—250 л/сек.

Воды обычно пресные, гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации с минерализацией 0,2—0,3 г/л, которая иногда достигает 0,8 г/л; жесткость воды повышенная. Минерализация, жесткость, содержание сульфатов увеличиваются с глубиной в северном направлении по мере погружения слоев. В области погружения минерализация вод данково-лебедянских слоев растет за счет сульфатов и в Рязске составляет свыше 4 г/л. Подземные воды рассматриваемого комплекса используются для водоснабжения в Воронежской и Орловской областях.

В карбоне в карбонатных отложениях имеется несколько водоносных горизонтов и комплексов.

Упинский водоносный горизонт нижнего карбона приурочен к одноименным известнякам, мощность которых изменяется от 25 м на юго-западе до 2 м на восточном крыле Московского артезианского бассейна. Он содержит обильные воды. На южном крыле наиболее водообильны скважины в Бобриковске, где дебит их достигает 44 л/сек, при среднем 2—9 л/сек. Воды гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации имеют минерализацию 0,3—0,5 г/л.

На западном крыле Московского бассейна в лихвинских известняках и доломитах имеются обильные воды, которыми обусловлено обводнение бурогольных месторождений (М. В. Седенко, 1951).

Окский водоносный комплекс нижнего карбона приурочен к известнякам окской свиты мощностью 3—100 м. Дебит родников из этого комплекса в среднем 8—10, скважин 0,6—10 л/сек. Воды обычно гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации, пресные. На западном крыле артезианского бассейна в сс. Большие Пороги и Максатиха на глубине более 200 м вскрыты горько-соленые воды с минерализацией свыше 13 г/л.

Серпуховский водоносный горизонт приурочен к известнякам мощностью 50 м, подстилаемым прерывистым водупором из серпуховских глин и перекрытым более мощной выдержанной толщей верейских глин. Это один из наиболее водообильных водоносных горизонтов Московского бассейна, эксплуатируемый под Москвой (В. И. Просенков, 1967) и на его западном крыле. В западной и средней частях бассейна дебит скважин наиболее значителен и достигает 30 и более л/сек. Дебит родников — 0,5—30 л/сек, а в отдельных случаях — до 100 л/сек.

Состав и минерализация вод изменяются по площади бассейна.

1. Воды гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации с минерализацией 0,3—0,4 г/л распространены в западной части бассейна.

2. Воды сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевой и гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевой гидрохимических фаций с минерализацией 0,4—0,6 г/л (центральная часть бассейна).

3. Воды сульфатно-кальциево-магниевой гидрохимической фации с минерализацией 0,6 г/л распространены на юго-востоке бассейна в Коломне и Зарайске.

Изменения состава и минерализации вод происходят от области поглощения к долине р. Оки и ее крупным притокам, где разгружается водоносный горизонт. С северо-запада на юго-восток наблюдается и общее погружение пьезометрической поверхности трещинно-карстово-пластовых вод.

Среднекаменноугольный (каширско-мячковско-подольский) водоносный комплекс представлен известняками, доломитизированными известняками и доломитами. Эти отложения разделены красными каширскими глинами мощностью 5—10 м. Кровлей верхнего горизонта служат невыдержанные и маломощные глинистые слои верхнего карбона. Общая мощность этого водоносного комплекса в среднем 50 и до 70—80 м.

В ряде районов, вследствие замещения каширских глин известняками, оба горизонта представляют единый сложный водоносный комплекс. К известнякам среднего карбона приурочен один из наиболее водообильных горизонтов Московского артезианского бассейна. Это обусловлено закарстованностью, относительно большой мощностью известняков и обширной областью питания. Дебит скважин колеблется в широких пределах — от 0,7 до 10 л/сек, повышаясь в отдельных случаях до 15 л/сек и более. В средней части Подмосковной котловины и на ее северо-западном крыле (Большие Пороги, Максатиха, Торжок, Калинин, Клин, Звенигород и др.) скважины фонтанируют. Воды преимущественно гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации с сухим остатком 0,2—0,45 г/л и жесткостью от 3 до 6 мг-экв. На западе и юге бассейна практическое значение горизонта особенно велико.

Верхнекаменноугольный водоносный комплекс известняков и доломитов разделен не всюду выдержанными водоупорами из глинисто-мергелистых прослоев на два водоносных горизонта и прикрыт юрскими глинами. Внешняя область питания и поглощения находится на окраинах бассейна, внутренняя представляет гидрогеологические окна в пределах распространения комплекса, там, где промывы в юрских отложениях выполнены четвертичными песками. Дренируется водоносная толща по долинам крупных рек. Местные очаги питания и разгрузки водоносного горизонта часто сближены.

Дебит скважин на востоке бассейна в среднем 5—10 л/сек, иногда—100 л/сек и более, удельный дебит — 3—20 л/сек, в отдельных скважинах — более 30 л/сек. Воды гидрокарбонатные с минерализацией 0,2—0,4 г/л, жесткость — 3—7 мг-экв. В местах отсутствия в кровле карбона водонепроницаемых пород возможно загрязнение вод. Воды комплекса используются в центральных и восточных районах бассейна.

В районе Окско-Цнинского вала имеются выходы каменноугольных пород. В осевой части вала водоносный горизонт верхнего кар-

бона ненапорный. По мере погружения слоев на запад в сторону Московского, на северо-восток в сторону Волго-Камского и юго-восток—Сурско-Хоперского бассейнов воды становятся трещинно-карстово-пластовыми. На северном погружении вала скважины, вскрывшие воды комплекса, обладают удельными дебитами 2—60 л/сек. Водообильность скважин на нижних террасах по долинам рек больше, чем на водоразделах. На западном крыле вала в г. Гусь-Хрустальном водоносный комплекс вскрывается на глубине 50—100 м и более; удельный дебит скважин — 5—50 л/сек. В Рязанско-Костромском прогибе, где каменноугольные отложения лежат под мезозоем, производительность скважин меньше (В. А. Жуков и др., 1939; Г. Н. Каменский и др., 1959).

Пермский водоносный комплекс на севере и северо-востоке Московского бассейна состоит из двух толщ. Нижняя толща — карбонатная с гипсом. Верхняя красноцветная толща сложена мергелями, глинами, песками и песчаниками с гипсом. В этом комплексе имеется несколько водоносных горизонтов с дебитом скважин от 0,5 до 10 л/сек. Они дают обычно солоноватую, соленую и горько-соленую воду (Г. Н. Каменский и др., 1959).

Северо-Двинский артезианский бассейн. Карстовые и трещинно-карстовые воды встречаются в отложениях среднего и верхнего карбона, нижней и верхней перми.

Водоносный комплекс среднего и верхнего карбона сложен известняково-доломитовой толщей. В карбонатных отложениях широко развиты карстовые источники, исчезающие реки и озера. Карстовые воды пресные гидрокарбонатно-кальциевой и гидрокарбонатно-магниевой гидрохимических фаций с минерализацией 0,2—0,3 г/л и более, с жесткостью 4—5 мг-экв. При наличии среди водовмещающих пород гипса возникают воды сульфатно-кальциевой гидрохимической фации с минерализацией до 3 г/л (родники у д. Скопинская на р. Онеге). В среднем течении р. Онеги в каменноугольных отложениях имеется хорошо разработанная и взаимосвязанная система полостей и трещин. Это до некоторой степени подтверждается водообилием карстовых родников, которые относятся к 4 и 3 классам по дебиту. Данные о расходах некоторых из них приведены в табл. 10.

Преобладают сосредоточенные выходы подземных вод с расходом 50—200 л/сек. Наиболее крупными источниками являются Потылицинский, Курятовский, Середоха и др., воды которых используются для работы мельниц. Группа родников в районе д. Бережная Дубрава имеет расход до 600 л/сек.

Скорость подземного потока определялась во время весеннего снеготаяния 5 мая 1955 г. путем запуска в поглощающую карстовую воронку солярового масла. Воронка расположена на водоразделе в 3125 м от Курятовского источника в долине Онеги, в котором индикатор появился через 21 сутки после запуска — 26 мая. Действительная скорость потока карстовых вод составляет 150 м/сутки.

Расходы карстовых родников в среднем течении р. Онеги

(по С. Я. Жуковскому, 1962)

№ и название родников	Расход, л/сек			Класс дебита	Характер выхода
	1—2/IX 1955	23—24/X 1955	25—26/I 1956		
75, 76 Бережная Дубрава	500-600		—	3	сосредоточенный
74	365	—	-	3	»
61	81	81	58	4	»
58	162	162	156	3	»
62 Потылицинский	184	184	175	3	рассеянный
65	160	160	147	3	»
71 Середоха	204	204	198	3	сосредоточенный
63 Курятовский	185	185	160	3	»
71 ¹	15	15	14	4	»
77	120	119	110	3	»
77 ¹	10	10	10	4	»
73	—	—	15	4	»
69	—	—	10	4	»

Водопроницаемость карбонатных пород онежской свиты нижнего карбона определялась путем откачки из одиночных несовершенных скважин с 3—4 понижениями по 8—12 часов каждое. Величина понижения составляла 0,15—3,5 м. Получены следующие шесть значений коэффициента фильтрации: два — изменяющиеся в пределах 100—400 м/сут, три — 20—50, одно — менее 1 м/сут. Это указывает на сильную, но неоднородную водопроницаемость известняково-доломитовой толщи. Воды родников гидрокарбонатно-кальциевой фации с минерализацией 372—492 мг/л. Результаты бурения скважин показывают, что толща каменноугольных карбонатных пород закарстована на глубину 50—100 м до водоупорных нижнекаменноугольных глин. Глубина же вреза долины только 40—60 м. В карбонатных отложениях имеются многочисленные водоносные карстовые полости, расположенные на 30—40 м ниже дна долины Онеги. Следовательно, подземный карст, особенно находящийся ниже дна реки, не связан с образованием современной долины Онеги. Это, вместе с большим количеством водообильных источников 3 класса и наличием связанного горизонта карстовых вод, указывает на древность подземного карста в среднем течении Онеги (С Я. Жуковский, 1962).

На северо-восточном крыле бассейна, в Притиманье, развиты карстовые гидрокарбонатные воды с многочисленными высокоде-

битными родниками. В центральной, восточной и южной частях бассейна, где каменноугольные отложения залегают под пермскими, воды имеют высокую минерализацию, хлоридно-сульфатный и хлоридный состав (скв. в Няндоме, Коряжме, Серегово и др.).

Нижнепермский кулойский водоносный комплекс сложен закарстованными гипсами и доломитами с незамерзающими родниками и ручьями. Воды комплекса сульфатного, сульфатно-гидрокарбонатного состава, повышенной жесткости и минерализации. В некоторых сульфатно-кальциевых источниках имеется сероводород (источник на р. Пинеге). К югу и востоку кулойский водоносный комплекс погружается под пермскую пестро-цветную толщу на глубину нескольких десятков и сотен метров. По мере погружения происходит смена сульфатно-кальциевых вод на хлоридно-натриевые соленые воды и рассолы. В Коряжме на глубине более 523 м в гипсово-доломитовой свите встречены три прослоя каменной соли. Гипсы и ангидриты кулойской свиты содержат карстовые воды только в зоне интенсивного дренажа и водообмена. В местах погружения они практически безводны.

Верхнепермский водоносный комплекс приурочен к карбонатной толще, которая протягивается широкой полосой от бассейна р. Онеги до берегов Мезенского залива. В центре артезианского бассейна водоносный комплекс прикрыт отложениями татарского яруса. В северной части бассейна карбонатная толща характеризуется большой глинистостью, наличием прослоев глин и мергелей. Только на юге развиты главным образом чистые белые и серые известняки. Подобный состав пород обусловил развитие карста, большую водоносность комплекса на юге. Местами в верхах водоносного комплекса встречен гипс (Тотьма, Леденга). С верхнепермским водоносным комплексом связаны многочисленные источники соленых и сероводородных вод, которые в настоящее время используются как лечебные. Многие источники содержат минеральные воды питьевого и бальнеологического значения — курорты Тотьма, им. Бабушкина, Сольвычегодск, Солониха (С. Я. Жуковский, 1962; Н. П. Торсуев, 1964; А. Г. Чикишев, 1966; Г. Н. Каменский и др., 1959).

Волго-Камский артезианский бассейн. Карстовые и трещинно-карстовые пластовые воды в этом бассейне встречаются в отложениях верхнедевонских, каменноугольных и пермских. Гидрогеологические условия значительных территорий этого бассейна, особенно зоны затрудненного водообмена, освещены в работах: Т. П. Афанасьева (1956), А. С. Баркова (1933), С. С. Бондаренко (1959), сборника «Гидрогеология Волго-Уральской нефтегазоносной области» (1967), К. А. Горбуновой (1965), И. К. Зайцева (1944), В. А. Кротовой (1956, 1957, 1962), А. Г. Лыкошина и Д. С. Соколова (1954), К. И. Макова (1946), Г. А. Максимовича (1966), Г. А. Максимовича и К. А. Горбуновой (1958, 1965), Г. А. Максимовича и В. П. Костарева (1968), А. И. Силина-Бекчурина (1949), А. В. Ступишина (1967), М. М. Толстихиной (1932), сборника «Химическая

география вод и гидрогеохимия Пермской области» (1967), Л. А. Шимановского (1958, 1966) и в других. Весьма обширна и литература по отдельным вопросам и небольшим районам бассейна.

Верхнедевонский карбонатный водоносный комплекс представлен верхнефранскими и фаменскими известняками и доломитами с подчиненным значением гипса. Водоносный комплекс мощностью 200—650 м и более отличается значительной трещиноватостью, кавернозностью, закарстованностью и малой водообильностью. Дебиты скважин изменяются от сотых долей до 25 л/сек при больших понижениях, удельные дебиты — сотые и тысячные доли л/сек.

На восточной окраине бассейна в складчатом Урале известняки и доломиты выходят на поверхность и сильно закарстованы. Местами дебит карстовых родников достигает $2 \text{ м}^3/\text{сек}$. Под пресными залегают солоноватые воды сульфатно-кальциево-натриевого состава. В Предуральском прогибе девонские отложения погружаются на глубину свыше 3 км. Одновременно возрастает минерализация и изменяется состав подземных вод. Скважины, вскрывающие эти воды, дают в карбонатных отложениях крепкие рассолы хлоридно-натриево-кальциевой гидрохимической фации.

Нижнекаменноугольный водоносный комплекс состоит из трех толщ: нижней карбонатной мощностью 25—250 м; средней терригенной мощностью 20—350 м; верхней карбонатной мощностью 200—500 м. Скважины, вскрывающие нижнюю турнейскую карбонатную толщу, обладают дебитами в десятые и сотые доли литра в секунду при больших понижениях. Вода хлоридно-натриево-кальциевой гидрохимической фации с минерализацией в 600—800 мг-экв на 100 г с наличием брома и йода.

Верхняя визе-намюрская карбонатная группа сильно трещиновата, местами пориста и кавернозна. Во многих частях бассейна она вскрыта скважинами на глубинах 600—1000 м и более и отличается здесь значительной водообильностью. В области погружения трещинно-карстово-пластовый водоносный горизонт содержит солоноватые, соленые воды и рассолы.

Среднекаменноугольный водоносный комплекс сложен преимущественно карбонатными породами. Он состоит из нескольких водоносных горизонтов общей мощностью 260—700 м. На западной и восточной окраинах бассейна водоносный комплекс выходит на поверхность, а на остальной территории бассейна залегает на глубине от нескольких десятков до 500—800 м и более, области поглощения воды пресные, а на участках погружения — солоноватые, соленые и рассолы.

Верхнекаменноугольный водоносный комплекс, сложенный карбонатными отложениями, распространен повсеместно, имеет мощность от нескольких десятков до 175—300 м и более, а на окраинах бассейна выходит на поверхность. Отложения, входящие в состав комплекса, повсюду водоносны, а местами сравнительно водообильны. В районе Черемшан известны скважины

с дебитом самоизлива около 3 л/сек. В зависимости от условий питания, степени раскрытости и глубины залегания водоносного комплекса состав вод сильно изменяется — от пресных до рассолов с минерализацией 180—200 г/л и более. В пределах Окско-Цнинского и Алатырского валов на небольшой глубине вскрыта пресная вода. По мере погружения водоносного комплекса вода становится солоноватой, затем соленой и, наконец, переходит в рассолы. Так, в Горьком, Балахне, Сергаче вскрыты воды с минерализацией 55—70 г/л. Еще восточнее, в Чебоксарском районе, минерализация вод на глубине 350—400 м достигает 200 г/л и более. На территории Вятского вала минерализация вод этого комплекса растет по мере погружения слоев от осевой части вала. Воды из солоноватых и соленых постепенно переходят в рассолы. В центральных, восточных и южных районах бассейна водоносный комплекс залегает на глубине 200—1300 м. Минерализация и состав вод этого комплекса весьма разнообразны.

Сакмаро-артинский водоносный комплекс нижней перми сложен доломитами, доломитизированными известняками, известняками, мергелями, глинами, песчаниками и конгломератами. На большей части бассейна распространены преимущественно карбонатные отложения и только в Приуралье (особенно на севере) преобладают терригенные фации. Мощность водоносного комплекса в Предуральском краевом прогибе до 1000 м, а на платформе до 350 м.

Карбонатные породы повсюду водоносны, а местами и водообильны. Наибольшая водообильность пород отмечена в сводовых частях структур, а меньшая — на крыльях.

Нижнепермский водоносный горизонт местами гидравлически связан с верхнекаменноугольным. Трещинно-карстово-пластовые воды комплекса обладают значительным напором и по долинам крупных рек скважины самоизливают. Дебит самоизливающих скважин в Прикамье составляет от долей литра до 2 л/сек, а местами — до 17 л/сек. В Шугуровском районе нижнепермская толща весьма водообильна. В долинах рек дебиты самоизливающих скважин 4—10 л/сек.

Состав вод сакмаро-артинского комплекса очень разнообразен. На восточной окраине бассейна, там, где пермские отложения выходят на поверхность, широко распространены пресные воды. Карстовые воды Уфимского плато также пресные. Много крупных карстовых источников на восточном склоне Уфимского плато. Здесь имеются группы источников с дебитом в л/сек: Суксунская — 245, Ключевская — 1442 (К. А. Горбунова, 1959, 1965). На западном склоне находится крупнейший в СССР карстовый источник Красный Ключ со среднегодовым расходом 12—15 м³/сек при сезонных колебаниях зимой 2—6 и весной 30—52 м³/сек (А. Г. Лыкошин, Д. С. Соколов, 1957). В полосе Сокско-Ижевских поднятий в известняках залегают пресные и солоноватые воды с минерализацией 1—3 и до 5 г/л. Характерно присутствие сероводорода. Содержание

его достигает 44 мг/л. Известны минеральные источники (Ижевский) хлоридно-сульфатно-кальциево-натриевого состава.

В пределах Вятского вала водоносный комплекс отличается, большим разнообразием состава вод от слабо солоноватых до соленых и рассолов на глубине. Минерализация до 100 г/л отмечена для района Камского Устья. С глубиной изменяется и состав вод от сульфатных, сульфатно-хлоридных до хлоридных.

В Предуральском краевом прогибе, где водоносный комплекс сплошь перекрыт водоупорной толщей кунгура, распространены горизонты высокоминерализованных рассолов хлоридно-натриево-кальциевой фации с минерализацией до 300—390 г/л (Верхнечусовские Городки).

Кунгурский водоносный комплекс в северной части Предуральского краевого прогиба представлен известняково-мергелистой (сверху) и глинисто-мергелистой (внизу) толщами общей мощностью до 1000 м. К известняково-мергелистой толще приурочены пресные гидрокарбонатно-кальциевые воды. Нижележащая глинисто-мергелистая толща с гипсом и галитом содержит солоноватые, соленые воды и рассолы. Характерно быстрое нарастание минерализации вод с глубиной от слабо солоноватых до крепких рассолов с минерализацией до 300 г/л.

В Предуральском прогибе восточнее Уфимского плато отложения кунгура представлены на востоке терригенной толщей, в центральной части — гипсово-соленосной, на западе — карбонатно-гипсовой. Там, где породы залегают близко к поверхности и не содержат гипса, воды обычно пресные гидрокарбонатно-кальциевые. На участках же, где имеются гипс и ангидрит, карстовые воды пресные и слабо солоноватые сульфатно-кальциевой гидрохимической фации.. В более глубокозалегающих толщах наряду с сульфатными встречаются хлоридно-натриевые, сульфатно-хлоридно-натриевые и. кальциевые воды. В кунгурских отложениях развиты воды гипсового и соляного карста (К. А. Горбунова, 1965).

В Бирском прогибе отложения кунгура сильно закарстованы. На уровне рек имеются родники разнообразного состава: гидрокарбонатные, сульфатные, хлоридные и смешанного типа. Соленосная, гипсово-ангидритовая толща кунгура в глубоких частях Предуральского прогиба практически является водоупорной или локально-водоносной, причем преобладающим типом вод являются крепкие Рассолы.

Нижеказанский водоносный комплекс представлен в основном известняками, песчаниками, глинами и мергелями, с водоупорными глинами в основании. Наиболее мощный водоносный горизонт нижеказанских отложений приурочен к известнякам, и песчаникам в бассейнах рек Шешмы, Ика, Камы. Дебиты родников здесь составляют от 2—3 до 8 л/сек. Местами имеется и другой водоносный горизонт, дающий родники с дебитом до 5 л/сек. Дебит скважин 2—7 л/сек.

В западной части Татарии, в г. Казани и по р. Волге в нижеказанском водоносном комплексе выделяются два водоносных горизонта. Нижний, более мощный, приурочен к песчаникам среди глин и мергелей. Верхний водоносный горизонт представлен известняками, причем дебиты родников местами достигают 5 л/сек; дебиты скважин — до 25 л/сек.

В районе Вятского вала с комплексом связаны родники пресных, иногда сульфатных вод и встречаются минеральные источники. Большой мощностью (40—60 м) и значительной водообильностью отличаются доломиты и известняки на участке долины Волги от Васильсурска до Мариинского Посада, вскрытые скважинами глубиной 250—300 м и более.

В речных долинах среднего и нижнего течения р. Сок водоносный комплекс дает многочисленные родники, в том числе известные Сергиевские сероводородные минеральные источники.

На востоке Бугурусланской флексуры на глубинах 200 м и более воды представлены хлоридно-натриевыми рассолами с минерализацией 130—160 г/л и более.

Верхнеказанский водоносный комплекс на западе Татарии представлен карбонатными породами с прослоями песчаников. Выше дна долин он содержит пресные воды. Дебиты источников в долинах Волги, Камы, Казани и др. в среднем 1,7 л/сек. Вода преимущественно гидрокарбонатно-кальциевая, изредка сульфатно-кальциевая умеренной и повышенной жесткости. В районе Казани в верхнеказанском комплексе обособляются три водоносных горизонта. Нижний приурочен к доломитам, средний — к известнякам и доломитам, верхний — к известнякам. В ряде мест артезианские воды вскрыты скважинами на глубинах от 20 до 80 м; дебиты скважин от 0,5 до 18 л/сек. В зоне Вятского вала, где казанские карбонатные отложения обнажены на больших площадях и закарстованы, находится область питания водоносных горизонтов. Здесь широко развиты исчезающие речки, а в поймах больших рек вытекают карстовые источники, дебит которых в период снеготаяния достигает 25 л/сек и мал зимой. Вода часто имеет повышенную жесткость, особенно на участках развития гипсоносных пород. На запад от Вятского вала казанские отложения погружаются на значительную глубину. Воды становятся напорными сульфатно-кальциевыми, хлоридно-натриевыми и смешанными с минерализацией до 25 г/л.

Татарский водоносный комплекс приурочен к песчано-глинистой толще, содержащей прослой известняков и мергелей. Общая мощность комплекса 100—450 м. Дебит источников обычно составляет десятые доли литра в секунду до 1,5 л/сек. Более обильные источники приурочены к известнякам. Дебиты скважин 0,3—7 л/сек при глубине 20—80 м.

В северной и северо-западной Татарии наиболее водообильны известняки и мергели. В Горьковской области дебиты отдельных родников составляют 6—12 л/сек; вода хорошего качества, умеренной

жесткости. В южных районах Татарии наиболее водообильны мергели и известняки. В бассейнах среднего и нижнего течения р. Вятки дебит родников достигает 0,5 и иногда превышает 1 л/сек, а на территории Удмуртии — до 1—2, а иногда и 10 л/сек.

Сурско-Хоперский артезианский бассейн. Карстовые, трещинно-карстово-пластовые воды встречаются в отложениях девона, карбона и верхнего мела.

Средне- и верхнедевонский водоносный комплекс распространен повсеместно и представлен серией водоносных известняков, доломитов, мергелей и песчаников, переслаивающихся с водоупорными глинами; подстилается он мощной терригенной толщей. Мощность верхнедевонских доломитово-известняковых отложений около 200 м. Воды в карбонатных отложениях имеют минерализацию 0,8 г/л на глубине 265 м, а на глубине 458—462 м минерализация их 6 г/л. Водообильность пород верхней карбонатной толщи значительна. Дебит скважин при самоизливе с глубины 50—71 м составляет 35—86 л/сек.

На южной окраине Окско-Цнинского вала девонский водоносный комплекс характеризуется развитием пресных гидрокарбонатно-кальциево-магниевого напорных вод, залегающих недалеко от поверхности. На восток от вала водоносный комплекс погружается на значительную глубину. Минерализация вод соответственно возрастает и в центре бассейна содержатся только соленые воды и рассолы. Так, в районе гг. Воронежа и Тамбова вода хорошего и удовлетворительного качества, а в г. Борисоглебске на глубине 104,74 м в известняках девона залегают солоноватые хлоридные воды с минерализацией 3,6 г/л и жесткостью 24,5 мг-экв. Дебиты отдельных скважин в Воронеже 0,4—14, Мичуринске — 5, Тамбове — 14 л/сек. На восточном крыле бассейна водоносный комплекс залегает на глубинах более 1 км и содержит рассолы хлоридно-натриево-кальциевой фации с минерализацией 200—300 г/л, с содержанием брома и йода.

Каменноугольный водоносный комплекс в северной и восточной частях бассейна представлен преимущественно карбонатными отложениями с подчиненными им песчано-глинистыми. Водоносны известняки и доломиты, а водоупорами являются глины, мергели, плотные известняки. Вода пресная, вполне удовлетворительного качества. Скважины вблизи поднятий (Краснослободск) с глубины около 100 м дают воду гидрокарбонатного состава с сухим остатком 226—561 мг/л. К востоку каменноугольные отложения погружены под более молодые, что сопровождается увеличением минерализации и изменением химического состава.

Верхнемеловой водоносный комплекс содержит до пяти водоносных горизонтов, из которых туронский приурочен мелоподобным известнякам и мергелям. На севере бассейна последние образуют постоянный водоносный горизонт. К нему приурочено много источников в долинах рек. Дебит их иногда достигает 1—2 л/сек. Вода обычно гидрокарбонатно-кальциевой фации,

умеренно жесткая, хорошего качества (Е. В. Милановский, 1943; Г. Н. Каменский и др., 1959).

Днепровско-Донецкий артезианский бассейн. Он состоит из Донецко-Донского и Днепровского артезианских бассейнов.

Донецко-Донкой артезианский бассейн. Карбонатные толщи здесь развиты в каменноугольных, пермских и меловых отложениях.

Каменноугольный водоносный комплекс. На севере бассейна преобладают известняки, а на юге — песчано-глинистые образования. На севере и в центральных частях бассейна известняки и песчаники сильно трещиноваты. На северо-восточном крыле, где известняки карбона покрыты песками сеномана или туронскими мергельно-меловыми отложениями, развит единый сложный водоносный горизонт из меловых и каменноугольных пород. В известняках карбона на глубине 100 м скважинами вскрыта напорная вода с минерализацией 1,1 г/л, хлоридно-сульфатного состава с дебитом до 10 л/сек.

В пермском водоносном комплексе водоносность нижнепермской известняково-доломитовой толщи не охарактеризована.

Турон-сенонский мергельно-меловой водоносный комплекс слабо водообилен. Дебит скважин составляет десятые и сотые доли литра в секунду, редко до 1 л/сек. Водоносность возрастает к югу от долины р. Дона. Комплекс наиболее водообилен на северной окраине Донбасса, где на глубине 20—70 м и более дебит родников 0,15—30 л/сек; скважин — 0,2—5 л/сек, в среднем — 0,25—1 л/сек. Вода пресная или слабосоленоватая.

Днепровский артезианский бассейн. Верхнедевонский водоносный комплекс приурочен к доломитово-известняковой толще с глинистыми прослойками. Эта толща развита на северных окраинах бассейна. Подземные воды вскрыты часто переливающимися скважинами в Брянске, Бежице, Рославле, причем дебиты составляют 1—80 л/сек и более. Воды гидрокарбонатно-кальциевой фации пресные с жесткостью 2—7 мг-экв. В центральных частях бассейна, где девонские отложения перекрыты более молодыми, минерализация увеличивается. На северо-западе бассейна в Бобруйске на глубине 352 м скважиной получена соленая вода с минерализацией 16 г/л. В районе Припятского прогиба установлено наличие залежей каменной соли.

Каменноугольный водоносный комплекс сложен карбонатными и песчано-глинистыми отложениями. Более водообильны карбонатные породы, характеристика водоносности которых была дана при описании Московского бассейна. В центральной части бассейна встречены хлоридно-натриевые воды.

Турон-сенонский водоносный комплекс распространен довольно широко. Он приурочен к мергельно-меловой толще, мощность которой в осевой части бассейна достигает 500 м. Дебит

источников от долей литра в секунду до 30 л/сек и более. Дебит скважин изменяется от долей до 15 л/сек. Качество воды большей частью удовлетворительное, минерализация 0,3—0,9 г/л, преобладают гидрокарбонатно-кальциевые воды (Г. Н. Каменский и др., 1959).

Львовский артезианский бассейн. Водоносные карбонатные толщи известны в силурийских, девонских, каменноугольных, юрских и верхнемеловых отложениях.

Силурийский водоносный комплекс сложен трещиноватыми и местами кавернозными глинистыми известняками и известняковыми сланцами. В с. Незвири в мощных трещиноватых доломитизированных известняках скважина с глубины 115 м дала приток 30 л/сек (К. М. Варава, 1959). В районах, где водоносные отложения силура перекрыты меловыми, развит сложный силурийско-меловой водоносный горизонт. Скважина, вскрывшая этот горизонт на ст. Озеряны, имела дебит до 1 л/сек; вода гидрокарбонатно-кальциевой фации с минерализацией 0,3—0,7 г/л. В центральных частях Брестской мульды развита мощная карбонатная толща. Воды в верхних частях напорные, вполне удовлетворительного качества, а на глубине сильно минерализованы.

Средне- и верхнедевонский водоносный комплекс приурочен к толще трещиноватых и закарстованных доломитов и известняков мощностью 600—700 м. Подземные воды залегают на глубине 170—885 м. Дебиты скважин 20—30 л/сек, причем некоторые переливают. Вода пресная с минерализацией 0,4—0,7 г/л. В с. Олесько на южной окраине Волынского Полесья скважина на глубине 560 м дала самоизливающую воду из верхнедевонских известняков и доломитов с дебитом 111 л/сек (К. М. Варава, 1959). Глубина зоны пресных вод на южной окраине бассейна составляет 500 м. Глубже залегают сульфатные воды повышенной минерализации. Это часто связано с наличием линз гипса в среднедевонских доломитизированных известняках.

Каменноугольный водоносный комплекс, представленный известняками и сланцами с подчиненным значением песчаников и углей мощностью до 1000 м и более, характеризуется значительными напорами подземных вод и удельными дебитами скважин не более 0,5 л/сек. Минерализация вод от 1 до 35 г/л. Состав их гидрокарбонатно-натриевый, переходящий в хлоридно-натриевый. Минерализация растет с востока на запад по мере погружения отложений. Водоносный горизонт в визейских трещиноватых известняках и песчаниках, чередующихся с глинистыми сланцами и алевролитами, вскрыт скважинами на глубине 284—440 м; во Владимире-Волынском, Ляхове и других населенных пунктах дал самоизливающую воду с дебитом 0,5—15 л/сек (К. М. Варава, 1959).

Юрский водоносный комплекс представлен глинами, песчаниками, доломитами, гипсом мощностью до 100 м. Водоносность его мало изучена. Воды комплекса широко используются

на севере, где они представлены песчано-глинистыми осадками и известняками. В районе г. Бреста известняки залегают на глубине 240—300 м. Вода пресная, умеренно жесткая, гидрокарбонатно-кальциевая. Дебит скважин до 7 л/сек.

Турон-сенонекский водоносный комплекс известняков, мела, мергелей верхнего мела во Львовской мульде имеет мощность 500 м и более. На севере и востоке бассейна развиты карстовые воды. С. З. Сайдаковский (1939) выделяет две зоны. Верхняя находится выше или на уровне местной гидрографической сети и отличается хорошо развитой системой трещин и карстовых полостей. Нижняя, расположенная несколько ниже поверхности эрозионного вреза, слабо водоносна. Глубина водоносного комплекса 40—50 м. Дебиты родников до 50 л/сек и более, в отдельных случаях — до 130 л/сек. Дебиты скважин — 15—40 л/сек. Значительная водообильность верхней зоны водоносного комплекса обусловлена карстом. Ключевые озера также подтверждают значительную водообильность комплекса. Они рассмотрены в главах IV и V.

Вблизи г. Оконска известен карстовый источник с дебитом до 50 л/сек (П. А. Тутковский, 1899, 1911). В 1930 г. у источника были пробурены три скважины глубиной до 30 м, первоначальный суммарный дебит которых при самоизливе был 276 л/сек. В 1947 г. из озера, образовавшегося на месте скважин, вытекал ручей с дебитом до 200 л/сек. В 1957 г. дебит его был 173 л/сек (К. М. Варава, 1959). Скважины с глубины 5 м вскрыли сильно трещиноватую и закарстованную толщу мела. Состав трещинно-карстовых вод гидрокарбонатно-кальциевый, минерализация — 0,2—0,7 г/л. В центральных частях бассейна мощность комплекса сильно возрастает (Г. Н. Каменский и др., 1959).

Прикаспийский артезианский бассейн, называемый в последнее время Северо-Прикаспийским (И. К. Зайцев, 1968), содержит водоносные карбонатные толщи в девонских, каменноугольных, меловых отложениях, а гипс и соль — в пермских.

Девонский водоносный комплекс, сложенный терригенными и карбонатными породами, вскрыт скважинами на северном и северо-западном крыльях бассейна и в пограничных районах на глубинах 1303—2500 м. Он отличается значительной мощностью при малой производительности (0,05—0,8 л/сек). Рассолы хлоридно-натриево-кальциевой фации с высокой минерализацией характеризуются присутствием брома и йода.

Каменноугольный водоносный комплекс представлен карбонатными породами, угленосной терригенной толщей и известняками нижней части среднего карбона с глинистой толщей. Залегают на глубине 1 км и более и выходят на поверхность в районе Пугачевского вала и Саратовских дислокаций. Дебит скважин 0,02—1,8 л/сек, преобладающий — 0,5—1 л/сек. Пресные воды характерны для районов неглубокого залегания комплекса и для Саратовских

поднятий, где он выходит на поверхность. С увеличением глубины возрастает минерализация. В районе Пугачевского поднятия наблюдается разгрузка напорных соленых вод с минерализацией 21 г/л. Соленые источники с минерализацией до 56—78 г/л известны близ с. Кушум на р. Кушума. В глубоких частях бассейна преобладают соленые воды и рассолы хлоридно-натриево-кальциевой фации.

Пермский водоносный комплекс представлен гипсом и каменной солью. Залегают он обычно глубоко и лишь на восточном и северном крыльях бассейна выходит на поверхность. Пермский водоносный комплекс слагает также отдельные соляные купола, с которыми связаны соленые озера: Индер, Эльтон, Баскунчак, Доссор, Кос-Чагыл, Кара-Чунгул и др. Восходящие соленые родники с минерализацией 23—217 г/л приурочены к толще гипсов кунгурского яруса, или к участкам, где пермские отложения залегают неглубоко. Состав вод хлоридно-натриево-кальциевый (Г. В. Короткевич, 1958; Э. И. Нурмамбетов, 1964, 1965). В Эмбенском районе известны скважины, вскрывшие пермо-триасовые рассолы. Пермские отложения на восточном крыле бассейна характеризуются дебитом водопунктов, который изменяется от тысячных долей литра до 40 л/сек. Воды чаще слабо солоноватые с преобладанием сульфатных.

Водоносный комплекс меловых отложений состоит из нескольких водоносных горизонтов. В районе Общего Сырта важное значение приобретает сенонская мергельно-меловая толща мощностью до 150—200 м. Она является главным водоносным горизонтом района. Немногочисленные источники отличаются значительным дебитом — до 10—30 л/сек (В. А. Кротова, 1956; Г. Н. Каменский и др., 1959).

Печорская артезианская область находится между Тиманской и Уральской складчатыми областями, а на севере погружается под Баренцево море. Фундамент сложен протерозойскими и кембрийскими отложениями, а чехол — в основном палеозойскими, перекрытыми мезозойскими и четвертичными. Артезианская область состоит из Верхне-Печорского, Щугорско-Печорского, Усинского, Коротайхинского, Притиманского, Большеземельского артезианских бассейнов первого порядка. Подземные воды артезианской области слабо изучены. Предполагается, что осадочный чехол мощностью до 1—2 км сложен терригенными, карбонатными породами, гипсом и каменной солью. Наряду с порово-пластовыми и трещинно-пластовыми здесь развиты трещинно-карстово-пластовые воды (И. К. Зайцев, 1968). На юге области известны воды гипсового и соляного карста. Подземные воды, поднимающиеся к поверхности, растворяют каменную соль. По данным С. М. Орлянкина (1941), источник у селения Фадино выносит в растворе ежедневно около 9 т каменной соли, а за год почти 3261 т, то есть более 200 вагонов. Соль переносится источниками в р. Вишерку, которая у селения Фадино ежедневно несет в растворе более 340 т, а за год 124422 т соли (Г. А. Максимович, К. А. Горбунова, 1958).

Каспийско-Черноморская артезианская область расположена между Украинской и Донецкой складчатыми областями на севере, Карпатской — на западе, Крымской и Кавказской — на юге. На востоке она уходит под Каспийское море. Область вытянута в широтном направлении и включает Причерноморскую впадину Русской платформы, Предкавказский краевой прогиб и Скифскую плиту. Фундамент Причерноморской впадины допалеозойский, а чехол — из палеозойских и кайнозойских отложений. В пределах Скифской плиты фундамент палеозойский, а чехол — мезозойский и кайнозойский. Чехол сложен терригенными и карбонатными отложениями, мощность которых по окраинам составляет от нескольких десятков метров до 2—2,5 км в Причерноморской впадине и до 4—8 км в пределах Предкавказского прогиба. Среди юрских пород встречаются залежи гипса и соли. В чехле имеется много водоносных комплексов и горизонтов преимущественно пластово-поровых и меньше трещинно-пластовых и трещинно-карстово-пластовых вод, которые образуют артезианские бассейны первого порядка: Причерноморский, Азово-Кубанский, Терско-Кумский, Дагестанский. Области питания водоносных толщ, примыкающих к Кавказской складчатой области, расположены на склонах горных хребтов на сравнительно высоких отметках.

Причерноморский артезианский бассейн. Водоносные карбонатные толщи известны в нижнепалеозойских, меловых, среднемиоценовых, сарматских, мэотических и понтических отложениях.

Нижнепалеозойский водоносный комплекс представлен водоносными песчаниками, известняками, доломитами, мергелями и глинами. Вода вскрыта скважинами на глубинах от 30 до 200 м в районе гг. Черновцов, Могилев-Подольском, Каменец-Подольском, Черткове и др. Дебиты родников по долинам р. Днестра и его притоков изменяются от долей литра до 3 л/сек, в редких случаях — до 5 л/сек. Карбонатные породы палеозоя наиболее водообильны по долинам рек. Дебиты скважин от долей литра до 30 л/сек. В области неглубокого залегания пород палеозоя качество воды удовлетворительное, но с глубиной воды комплекса становятся более минерализованными.

Турон-сенонский водоносный горизонт меловых отложений, широко развитый в пределах бассейна, представлен известняками, мелом, мергелем. Дебит источников достигает 3,4 л/сек (у г. Тернополя), а в верховьях р. Горыни — до 33,5 л/сек. Скважины имеют дебит до 20 л/сек. Воды пресные, гидрокарбонатно-кальциевые хорошего качества. В направлении на юго-восток качество воды ухудшается. В центральной части бассейна, в районе г. Одессы, воды горизонта вскрыты скважинами на глубинах 508 и 620 м. Хлоридно-натриевые воды с минерализацией свыше 20 г/л обладают ничтожно малым дебитом. Общее падение пьезометрической поверхности вод горизонта направлено к Черному морю.

Питание он получает на северо-западе, в частности, в области Волыно-Подольского плато (А. Д. Кучерук, 1968).

Среднемиоценовый водоносный комплекс. На востоке артезианского бассейна он представлен песками и песчанистыми известняками, на западе — глинами, глинистыми песками с подчиненными им известняками. К востоку от р. Днепра, выше Каховки, и в пределах бассейна р. Конской он используется для водоснабжения. Южнее линии Мелитополь—Каховка вода становится минерализованной, непригодной для водоснабжения. На западе, там, где известняки играют подчиненную роль, воды солоноватые и соленые со значительным напором. Дебит скважин около 1 л/сек, минерализация воды 0,9—22 г/л, чаще 1—3 г/л.

Средний миоцен распространен в Припрутской части Молдавии (сс. Гординешты, Буздужаны и др.). Дебит источников достигает 0,3—6 л/сек. Минерализация 0,5—1 г/л и более. Слабо солоноватая гидрокарбонатно-натриевая вода вскрыта в известняках и песках среднего миоцена в Почумбенах. Сильно солоноватые воды известны в отложениях миоцена в пределах Унгенского района Молдавии. В западной части междуречья Днестра и Прута тортонские рифовые закарстованные известняки дают источники (А. Е. Бабинец, 1961).

В *сарматском водоносном комплексе* из нескольких водоносных горизонтов наибольшее значение имеют приуроченные к известнякам среднего и верхнего сармата. Нижнесарматские глины играют роль водоупора. Пресные воды в известняках и песках широко распространены в Молдавии. Для центральной части бассейна характерны среднесарматские известняки, отличающиеся наибольшей водоносностью. В западной и северо-западной частях бассейна дебит скважин достигает 1—5 л/сек, а в Тирасполе — до 40 л/сек. Дебит источников — до 1 л/сек. Минерализация воды на севере бассейна 0,8—1,0 г/л, на юге, в Одессе и Николаеве, воды солоноватые.

Обильный широко распространенный водоносный горизонт в верхнесарматских известняках дает дебиты скважин от десятых долей литра до 17 л/сек. Более обильны скважины, заложенные в долинах рек. На окраинах бассейна вода этого горизонта хорошая, пресная; ближе к центру, на берегах Черного моря и в пределах прибрежной полосы шириной 50—100 км, минерализация вод повышается. В районе Одессы она составляет 0,5—0,9 и достигает 1,4 г/л. Воды жесткие. В г. Николаеве с течением времени отмечается рост минерализации воды в эксплуатационных скважинах. На берегах моря подземные воды осолоняются вследствие проникновения морской воды, и минерализация слабо солоноватых хлоридных вод составляет 1,6—1,9 г/л. Вблизи долины Днепра известняки сармата закарстованы.

Мзотический водоносный комплекс верхнего миоцена. На западе, на правобережье Днепра, он представлен переслаиванием водоносных песков и водоупорных глин; на левобережье Днепра — известняками, а на востоке — водоносными известняками

и мергелями. В северной Таврии и Степном Крыму воды известняков и мергелей широко применяются. На северном крыле бассейна комплекс мало используется вследствие слабой водоносности. На Тарханкутском полуострове известняки верхнего миоцена образуют единый водоносный горизонт с водами подстилающих их сарматских и покрывающих понтических отложений. Этот водоносный горизонт питает источники, дебит которых достигает 40 л/сек. На дне Керлеутской балки дебит скважин составляет 16—28 л/сек. Минерализация вод объединенного водоносного горизонта — 1,3—1,6 г/л, жесткость — 10,5—12,5 мг-экв. На морском побережье по данным А. И. Дзенс-Литовского водоносный горизонт питает пресные субмаринные источники, выходящие на расстоянии 50 м от берега, на глубине 2 м. В южных районах Николаевской и Херсонской областей отложения мэотиса выделяются в один общий водоносный комплекс с вышележащими понтическими и подстилающими верхнесарматскими породами (А. Е. Бабинец, 1961).

Понтический водоносный горизонт представлен преимущественно кавернозными закарстованными известняками. Карст имеет наибольшее развитие вблизи долины Днепра, где коэффициент фильтрации достигает 500—1000 м³/сутки. На северном крыле и на западе центральной части бассейна к известнякам приурочены грунтовые воды. В северной части Степного Крыма вблизи Сиваша и Каркинитского залива воды артезианские, напорные. Дебиты скважин, вскрывших этот водоносный горизонт, 1—8 л/сек. Преобладают пресные питьевые воды, но в районе Перекопа и на восток к Сивашу воды соленые. В Степном Крыму известняки понта и мэотиса местами представляют единый водоносный горизонт (А. Е. Бабинец, 1961; К. Г. Гаюн, М. О. Волкова, 1959; Г. Н. Каменский и др., 1959).

Азово-Кубанский артезианский бассейн. Водоносные карбонатные толщи известны в сарматских, мэотических и понтических отложениях неогена.

Сарматский водоносный комплекс характеризуется разнообразием литологического состава. Широко развиты глины, пески и подчиненное значение имеют известняки. Водообильность сарматского водоносного горизонта мала: дебиты источников и скважин редко превышают 1 л/сек. В Прикубанской части бассейна удовлетворительные в питьевом отношении воды получены в г. Сальске в интервале 90—130 м. Они приурочены к двум водоносным горизонтам сарматских песков и известняков. В направлении от Сальска к Ростову сарматские отложения погружаются; вода в них обычно повышенной минерализации. К востоку от Новочеркасска, по Дону и по Манычской депрессии, в сарматских песках и известняках встречены солоноватые воды хлоридно-сульфатного состава, которые часто используются для питьевых и хозяйственных целей. На правобережье Дона, там, где известняки залегают выше уреза гидрографической сети, они питают источники слабосоленой сульфатно-гидрокарбонатной водой.

В районе Ростова и Новочеркасска грунтовые воды в сарматских песках и известняках пресные, преимущественно гидрокарбонатные, умеренной жесткости. Дебиты источников большие. На побережье Таганрогского залива в известняках среднего сармата содержится вода с минерализацией 0,6—3,2 г/л. В районе р. Молочной, Степном Крыму сарматский водоносный комплекс широко распространен и используется для водоснабжения многих населенных пунктов.

Мэотический водносный горизонт развит только на западной и северо-западной окраинах бассейна, где представлен известняками и мергелями. Вода пресная и используется для водоснабжения, особенно в Степном Крыму, где дебит скважин до 10 л/сек и более.

Понтический водоносный комплекс распространен достаточно широко и представлен несколькими водоносными горизонтами, которые на северной окраине бассейна сложены известняками, залегающими на возвышенных частях водоразделов. Они спорадически водоносны и содержат воду повышенной минерализации. Понтический водоносный комплекс, широко развитый на западном и северо-западном крыле бассейна, обладает водами, пригодными для водоснабжения. Водоносный горизонт представлен известняками, причем в Крыму мэотические и понтические известняки местами образуют единый достаточно водообильный водоносный горизонт с водой хорошего качества (Г. Н. Каменский и др., 1959).

Терско-Кумский артезианский бассейн изучался П. Н. Чирвинским (1929), Г. М. Сухаревым (1954), С. А. Шагоянцем (1959), И. Г. Киссиным (1965) и многими другими. В их работах освещена в основном гидрогеология пластово-поровых вод. Карбонатные породы слагают верхнемеловые и юрские отложения, а гипс известен в титонских отложениях.

В области питания и поглощения в горах Чечено-Ингушетии трещинно-карстовые воды карбонатной толщи верхнего мела сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевого состава с минерализацией 1,5—3,5 г/л. При погружении на глубину до 900—2800 м трещинно-карстово-пластовые воды становятся хлоридно-натриевыми и хлоридно-натриево-кальциевыми с минерализацией 34—68 г/л (Л. М. Костенко, 1967).

Автором изучены гидрогеологические условия Малгобек-Вознесенской структуры Терского антиклинория. Размеры структуры, оконтуренной стратоизогипсой — 2700 м, составляют 46×3 км. Мощность верхнемеловых отложений, представленных известняками с прослоями известковых глин и мергелей, — 300 и 310 м. Эти отложения трещиноваты. Раскрытие трещин от 0,02 до 0,8 и редко 6 мм. Имеются сутуро-стилолитовые образования. Кроме трещин, широко развиты каверны и пещеристые полости с поперечником до 0,5-2 мм. Воды трещинно-карстово-пластовые хлоридно-натриево-кальциевой фации с минерализацией 40—53,7 г/л и содержанием йода 33—37 и брома 57—144 мг/л. Наблюдается закономерное увеличение

минерализации от сводовых частей структуры к крыльям и периклиналям. Притоки составляют от 29—37 до 350—600 м³/сутки.

Пластовые давления позволили определить приведенный напор в абсолютных отметках — 2383 м (И. Г. Киссин, 1965). Это превышает высоту выходов верхнемеловых отложений на северном склоне Кавказа. Наблюдающиеся аномальные пластовые давления превышают гидростатическое. Это указывает на изолированность вод в верхнемеловых отложениях. Давления возникли в процессе складкообразования. Химическому составу вод верхнемеловых отложений посвящены работы Г. М. Сухарева (1959) и К. Е. Питьевой (1965).

Дагестанский артезианский бассейн. Водоносные карбонатные породы имеются в юрских, меловых и палеогеновых отложениях.

Водоносный комплекс юрских и меловых карбонатных отложений. В области поглощения в Нагорном Дагестане на больших высотах развиты пресные трещинно-карстовые гидрокарбонатные воды. Водоносный комплекс погружается к северо-востоку под палеогеновые и неогеновые отложения. Воды становятся трещинно-карстово-пластовыми. В пределах равнин в ядрах антиклинальных складок, сложенных палеогеном и неогеном, меловые породы местами вновь выходят на поверхность, но на небольшой высоте над уровнем моря. Эти выходы представляют «гидрогеологические окна», через которые происходит частичная разгрузка водоносного комплекса. Состав воды при погружении сильно изменяется, а температура подземных вод возрастает. Скважины, пробуренные в меловых отложениях, имеют значительный дебит. Часто при вскрытии водоносных пластов из скважин бьют фонтаны горячей воды с дебитом в несколько десятков тысяч м³ в сутки. В одной из скважин с 1930 по 1934 г. дебит горячей воды составлял 500—800 л/сек (В. А. Сулин, 1948).

Воды меловых отложений имеют трещинно-жильный характер, приурочены к крупным зонам тектонических нарушений. Воды соленые, солоноватые и рассолы хлоридно-натриево-кальциевые и гидрокарбонатно-натриевые. Схематическую карту химизма вод верхнемеловых известняков приводит Г. М. Сухарев (1959, стр. 229).

Водоносный комплекс эоцена и палеоцена сложен песчаниками и карбонатными породами. Отличается значительной водообильностью в зонах нарушений. Некоторые скважины фонтанировали с дебитом десятки и сотни литров в секунду. На участках выхода отложений на поверхность и в зоне свободного водообмена воды пресные и солоноватые (Г. Н. Каменский и др., 1959).

Арало-Каспийская артезианская область в основном расположена в пределах Туранской плиты эпигерцинской платформы и ограничена складчатыми областями: Копетдагской, Тянь-Шаньской, Центрально-Казахстанской и Уральской. На западе она погружается под Каспийское море. Складчатый фундамент

— герцинский, а осадочный чехол — мезозойский и кайнозойский. Последний сложен терригенными и карбонатными породами, а в отдельных районах имеются мощные толщи галогенных отложений преимущественно юрского возраста.

В пределах области находятся Тургайский, Чуйский, Кызылкумский, Западно-Туркменский артезианские бассейны первого порядка и ряд более мелких. В западной части области в артезианских бассейнах Устюрта и равнинного Мангышлака в сарматских известняках на глубине до 80—100 м имеются пресные и солоноватые карстовые и трещинно-карстово-пластовые воды с дебитом колодцев и скважин 0,01—0,5 л/сек и преобладающей минерализацией 1—1,5, а чаще 3—10 г/л. В меловых (и юрских) известняках гидрогеологических массивов и межгорных бассейнов Горного Мангышлака, Большого Балхана и в меловых известняках Туаркыра имеются трещинно-карстовые и трещинно-карстово-пластовые воды. Глубина колодцев 3—10, а на Туаркыре — до 40 м, преобладающий дебит колодцев и родников — 0,01—0,4 л/сек. Воды пресные и солоноватые с минерализацией 0,5—5 г/л и более (Гидрогеолог. карта СССР, 1961; И. К. Зайцев, 1968).

Восточно-Сибирская артезианская область находится в пределах Сибирской платформы. Она обрамляется Енисейской, Саянской, Байкальской, Патомской, Верхоянской, Таймырской складчатыми областями. На значительном протяжении севернее Енисейской складчатой области она сообщается с Западно-Сибирской артезианской областью.

Архейский и протерозойский складчатый фундамент области перекрыт осадочным чехлом из палеозойских, мезозойских и третичных отложений мощностью 3—7 км, а местами и более. Чехол сложен терригенными, карбонатными, галогенными, угленосными и вулканогенными формациями, к которым приурочены порово-пластовые, трещинно-пластовые, а также трещинно-карстовые и трещинно-карстово-пластовые воды карбонатного, гипсового и соляного карста. Широкое распространение нижнекембрийской и в меньшей степени девонской (Нордвик и др. районы) каменной соли и отчасти гипса представляет особенность области и оказывает влияние на формирование химического состава подземных вод.

Восточно-Сибирская артезианская область состоит из Хатангского, Котуйского, Оленекского, Тунгусского, Якутского и Ангара-Ленского бассейнов первого порядка, отличающихся своеобразием гидрогеологических условий.

В **Хатангском артезианском бассейне** в отложениях карбона и более древних широко развиты известняки, доломиты и мергели. В Нордвик-Хатангском районе отмечены ангидриты, которые условно считаются нижнекаменноугольными. Гипсы и ангидриты широко распространены в отложениях девонского возраста. По окраинам бассейна известны силурийские, ордовикские и кембрийские отложения, состоящие из известняков, доломитов и красноцветных пород. В Нордвик-Хатангском районе имеются соляные купола.

Возраст соли условно нижнедевонский. Отличительной особенностью бассейна является наличие мерзлой зоны мощностью 300—500 м. В деятельном слое в теплое время года в карбонатных породах могут быть пресные карстовые воды, а в гипсе и соли — солоноватые, соленые и рассолы. Вероятны трещинно-карстово-пластовые межмерзлотные и подмерзлотные воды.

Котуйский и Оленекский артезианские бассейны сложены преимущественно карбонатными и в меньшей степени терригенными отложениями кембрийского, ордовикского и силурийского возрастов. В отложениях нижнего и среднего палеозоя часто встречаются прослои и линзы гипса. Породы девона, карбона, перми играют малую роль. Мощность мерзлой зоны 250—350 м, зона пресных вод заморожена на всю мощность. Исключение составляют отдельные талики в долинах рек и по сильно обводненным тектоническим разломам. Под мерзлотой скважины вскрывают соленые воды и рассолы разной концентрации.

Тунгусский артезианский бассейн приурочен к одноименной синеклизе, сложенной палеозойскими и нижнемезозойскими отложениями. Нижне- и среднепалеозойские породы выходят на поверхность только в приподнятых окраинах синеклизы. Это кембрийские, ордовикские и силурийские отложения, где преобладают терригенные, карбонатные и галогенные породы. Девонские отложения, которые встречаются вблизи западной и северо-восточной окраин бассейна, представлены красноцветными породами с прослойками гипса. Центральная часть синеклизы выполнена пермскими и триасовыми терригенными, угленосными и вулканогенными породами.

К верхней части разреза приурочена зона пресных вод мощностью до 400—500 м и более, замороженных на глубину до 150—200 м и больше в пределах северной и восточной окраин бассейна. Соленые воды и рассолы в центральных частях бассейна распространены на глубину более 400—500 м, а в районе плато Путорана — на глубину более 1 км. По окраинам бассейна на участках неглубокого залегания кембрийских пород соленые воды и рассолы выходят на поверхность в виде многочисленных родников.

Трещинно-карстовые и трещинно-карстово-пластовые воды должны быть в карбонатных отложениях среднего и верхнего ордовика, силура, а также в карбонатных отложениях и гипсах (а возможно и солях) нижнего кембрия. Карбонатные отложения с пропластками гипса нижнего ордовика и верхнего кембрия также, вероятно, содержат трещинно-карстово-пластовые воды. В краевых частях бассейна из карбонатных пород кембрия и силура под мерзлой толщей вверху можно получить пресные, а ниже солоноватые и соленые воды (И. К. Зайцев, 1968; Гидрогеолог. карта СССР, 1961).

Якутский артезианский бассейн в южных и западных районах сложен преимущественно выходящими на поверхность нижнепалеозойскими карбонатными и галогенными отложениями.

Здесь широко распространены трещинно-карстовые и трещинно-карстово-пластовые воды и рассолы различной крепости. Зона пресных вод обычно не превышает 150—200 м, а рассолы заполняют нижнюю часть разреза мощностью до 2—3 км, причем на глубине концентрация их 270—350 г/л, при высоком содержании брома, калия и других специфических компонентов.

В сравнительно изученной южной части бассейна имеется большое количество водоносных горизонтов и линз, сообщающихся на одних участках и изолированных на других, которые образуют обширный водообильный артезианский бассейн. По отдельным водоносным комплексам установлены следующие преобладающие дебиты и минерализация.

Водоносный комплекс	Преобладающий дебит родников, л/сек	Минерализация воды, г/л	
		скважины	родники
Алданский ярус нижнего кембрия: доломиты, мергели, песчаники, соль, гипс	до 550	до 400	2—20
Ленский ярус нижнего кембрия: известняки, доломиты, гипс, соль	до 600	до 238	0,3—93
Среднекембрийские известняки и доломиты	до 60(0,1—2) ¹	до 312	0,3—5
Верхнекембрийские карбонатные и терригенные отложения	до 100	до 13	0,4—3
Нижнеордовикские известняки и доломиты	1—400	—	0,4—2,5
Верхне- и среднеордовикские известняки, доломиты, песчаники	0,1—200	—	0,7—28
Силурийские карбонатные и терригенные отложения	0,5—15	—	0,2—1,3
Девонские красноцветные терригенные, карбонатные и галогенные породы (Кемпендйские структуры)	3—40	—	0,7—320

¹ — скважины.

(А. И. Ефимов, 1945; Е. А. Басков, 1959; И. С. Ломоносов, 1963; Гидрогеолог. карта СССР, 1961; И. К. Зайцев, 1968).

В южной части Якутского артезианского бассейна развиты трещинно-карстовые воды карбонатного, соляного, гипсового и смешанного карста и трещинно-карстово-пластовые главным образом карбонатного карста (С. С. Коржуев, 1965).

Ангаро-Ленский артезианский бассейн наиболее изучен. Он приурочен в основном к Ангаро-Ленскому прогибу и сложен преимущественно нижнепалеозойскими карбонатными, терригенными и галогенными

отложениями, имеющими мощность до 3—4 км. Палеозойские отложения, особенно в восточной половине бассейна, где наиболее распространены кембрийские и ордовикские, характеризуются преобладанием терригенных и карбонатных отложений мелководных усыхающих лагун. На это указывают соленосные, гипсоносные и доломитовые отложения. Солями наиболее богат нижний кембрий. В отложениях ордовика солей нет, но распространены красноцветы, доломиты, а на отдельных участках гипсы.

В Ангаро-Ленском бассейне наиболее водообильны нижнепалеозойские карбонатные отложения, закарстованные на глубину дренирующего воздействия речных долин и подрусловых полостей. Водность и минерализация вод отдельных комплексов следующая.

Водоносный комплекс	Преобладающий дебит, л/сек		Преобладающая минерализация, г/л	
	скважин	родников	скважин	родников
Нижнекембрийские известняки, доломиты, песчаники, аргиллиты, каменная соль.				
Верхотурский район	—	0,05—6	0,1—300	0,4—154
Иркутский район	0,05-4,5	0,2—16	1—313	0,1—183
Канско-Тасеевский район	0,17-4,2	0,5—5	0,3—242	3—37
Приангарский район	—	—	37—55	1,6—9,8
Ордовикские песчаники, известняки, конгломераты	—	1—10	—	<1

Зона пресных вод развита до глубины 150—300 м, причем верхняя часть ее заморожена в разных районах на глубину 50—150 м. Ниже пресных вод залегают соленые воды. Высокоминерализованные рассолы заполняют нижнюю часть бассейна мощностью до 2—3 км. Наиболее крепкие рассолы в Верхнеленском и Канском районах, имеющие минерализацию 350—450 г/л, вскрыты в кембрийских соленосных и подсолевых отложениях (Гидрогеолог. карта СССР, 1961; И. К. Зайцев, 1968; Г. П. Вологодский, 1959, 1965, 1968; Е. В. Пиннекер, 1965; Н. И. Соколов, 1957, 1961; Я. И. Зарубинский и др., 1957).

Гидрогеологические складчатые области

Допалеозойские и раннепалеозойские складчатые области. К ним относятся Балтийская, Украинская, а в азиатской части СССР Алданская, Анабарская, Джугджуро-Становая,

Байкальская, Саяно-Енисейская области и некоторые другие более мелкие.

В европейской части СССР карбонатные отложения в виде метаморфизированных доломитов и доломитовых мраморов имеют очень слабое развитие на Балтийском и Украинском щитах. На Балтийском щите и, в частности, на Кольском полуострове и в Карелии в ладожской свите нижнего протерозоя и калевийской верхней протерозоя, в Восточно-Финляндской и Западно-Карельской зонах Карелии имеются карбонатные породы. В Восточно-Карельской и Печенгско-Варзугской зонах Карелии это мраморовидные доломиты с рифообразующими водорослями. В Печенгской формации доломитизированные известняки Доломитового мыса отнесены к нижнему палеозою (Н. А. Курылева, 1948). В гиперборейской свите эопалеозоя в северной зоне архейд и карелид и, в частности, на о. Кильдин наблюдаются карбонатные породы с остатками водорослей (Л. Я. Харитонов, 1955). В районе озер Онежского, Суоярви, Туломозера и М. Янисъярви доломиты отложений онежской серии ятулийского отдела среднего протерозоя составляют значительную часть разреза терригенно-карбонатной толщи (130—300 м из 200—400 м), а в шунгитово-карбонатно-сланцевой толще образуют пласт мощностью 10—20 м. Кроме первичных хемогенных, водорослевых, обломочных и диагенетических здесь отмечены эпигенетические доломиты, возникшие при осаждении из растворов, циркулировавших по трещинам. Последние возникли при заполнении полостей или представляют натечные формы (В. А. Соколов, 1959).

Протерозойские карбонатные породы у ст. Титан по рекам Варзуге и Пане, у ст. Апатиты, около Ковдорозера (Ионы) и в других местах обычно образуют линзы мощностью от 10 м, но чаще 60—100 м и протяжением 0,5—1 км. Площадь их достигает 2—3 десятков км² (А. Е. Ферсман, 1941). Аналогичная картина наблюдается и в Финляндии, где в южных и юго-западных частях развиты главным образом известняки, а в восточной и северной — доломиты (вероятно мраморизированные). Они залегают вертикально и наклонно, образуя полосы в несколько десятков метров шириной, вытянутые на значительном расстоянии (А. Лайтакари, 1953).

В местах выхода на поверхность карбонатных пород, а иногда под покровом четвертичных отложений, слабо развиты карстовые явления. На Кольском полуострове это понижения в рельефе в виде воронок и котловин, часто занятые болотами и озерами. В юго-западной Финляндии, а также на прибрежных островах установлены следы доледникового карста. Карры известны в Емтландских горах Швеции. Наибольшее распространение карстовые явления имеют в докембрийских известняках севернее Рана — фиорда в Норвегии. Здесь наблюдаются карры, колодцы (трубообразные каналы), исчезающие водотоки (Н. Р. Kosack, 1952). В докембрийских известняках Канады в западной части провинции Квебек карст проявляется в виде дырчатых, а на наклонных поверхностях

— бороздчатых карров. Закарстованные части метаморфизированных карбонатных отложений Балтийского щита были уничтожены четвертичным оледенением, и трещинно-карстовые воды почти отсутствуют или играют очень малую роль.

На Украинском щите Ф. А. Руденко (1958) не отмечает карстовые воды, хотя в криворожской серии в Саксаганском районе имеется горизонт карбонатных пород K_3^4 мощностью 200—500 м. В центральной части района это почти чистые доломиты, которые в северной части переходят в доломитизированные известняки. Кристаллические доломиты есть и в карбонатно-сланцевом горизонте K_3^5 . В северной части Криворожского бассейна карбонатные отложения имеются в верхней свите K_3 в доломитовом K_1^3 , сланцево-карбонатном K_3^2 и кварцито-сланцево-карбонатном K_3^3 горизонтах (Геологическое строение..., 1957). Доломиты показаны и на схематической геологической карте (Г. И. Князев и др., 1969). В. Д. Натаров и Д. И. Бетин указывают на наличие Саксаганского карстового бассейна, который был описан в главе I.

Алданская складчатая область. В нижнекембрийском и синийском водоносных комплексах в карбонатных толщах широко развиты трещинно-карстовые воды. На северной и восточной окраинах массива кембрийские отложения имеют существенное значение и даже образуют Юхтинско-Ыллымахский и Гынымский небольшие бассейны со значительными ресурсами трещинно-карстовых вод. В обстановке мерзлой зоны в карбонатных породах нижнего кембрия широко развиты карстовые воронки, пещеры, исчезающие реки, сухие участки русел некоторых рек с поглощающими воронками. Интенсивность карста растет с увеличением мощности карбонатных пород. В бассейне р. Учюра отмечены карстовые долины и котловины.

Мерзлая зона не является препятствием для развития карста. На сильно закарстованных участках мерзлота обычно отсутствует. Карстовые воды проникают до поверхности кристаллических пород и стекают в долины рек, где появляются значительные карстовые родники. Мощность основного кембрийского водоносного горизонта изменяется от немногих метров до 100 м. Модуль подземного стока в карбонатных породах до 1 л/сек.

Родники, вытекающие из доломитов и известняков кембрия, отличаются дебитом от нескольких до 100 л/сек. Дебиты скважин изменяются от десятых долей до нескольких литров в секунду. Воды гидрокарбонатно-кальциевые с минерализацией 0,2—0,4 г/л (Н. А. Вельмина, В. В. Узембло, 1959; Г. Н. Каменский и др., 1959; Гидрогеолог, карта СССР, 1961; И. Ю. Долгушин, 1961; О. П. Павлова, 1964).

К Саяно-Енисейской сложной складчатой области относятся Восточный Саян, Енисейские складчатые области и Кузнецкий Алатау.

В бассейне р. Оки в карбонатных толщах Восточного Саяна отмечены исчезающие ручьи и реки, периодически действующие родники. Имеются карстовые озера, из которых вода поступает в карстовые пустоты, и озера, питающиеся карстовыми водами. Небольшие бассейны трещинно-карстовых вод приурочены к ядрам синклинальных структур, сложенных толщами известняков. Они обладают значительными ресурсами карстовых подмерзлотных напорных вод. Для одного из бассейнов отмечены родники с дебитом до 300 л/сек. На южном склоне Тункинских гольцов также известны родники с большим дебитом.

Енисейский гидрогеологический массив. На севере массива в карбонатных породах нижнего кембрия и протерозоя распространены трещинно-карстовые пресные гидрокарбонатно-кальциевые, гидрокарбонатно-кальциево-магниево-натриевые воды. В карбонатных толщах с синклинальным и блоковым строением среди более древних пород развиты бассейны трещинно-карстовых вод.

В верхах сухопитской серии среднего протерозоя развиты карбонатные породы, не имеющие широкого площадного развития. Они сильно закарстованы. Трещинно-карстовые воды прослежены до глубины 250—470 м. Они имеют минерализацию 0,1—0,3 г/л. Удельные дебиты скважин в среднем 0,2—2,2 л/сек.

Тунгусикская терригенно-карбонатная серия верхнего протерозоя в синклиналиях Восточного и Западного Заангарья сильно закарстована

и дает родники с дебитом до 20—100 л/сек. Удельные дебиты скважин нередко более 1 л/сек. Воды гидрокарбонатно-кальциевые с минерализацией 140—350 мг/л.

Ослянская серия верхнего протерозоя в пологих синклиналях Ангаро-Питского синклинория представлена карбонатной дашкинской свитой, обводнение которой подобно рассмотренной уже тунгусикской серии.

Верхняя карбонатная часть вороговской серии эопалеозоя в восточной части Енисейского кряжа обладает мощностью во много сотен метров. Гидрогеологически не изучена. Вероятно наличие трещинно-карстовых вод.

Карбонатные отложения ленского яруса нижнего кембрия на западном склоне кряжа в хорошо промытых структурах сильно закарстованы. Родники имеют дебит 5—10, а иногда до 30—100 л/сек. Пресные воды развиты значительно ниже поверхности эрозионного вреза. На северо-востоке кряжа зона пресных вод ограничена этой поверхностью, а ниже развиты рассолы хлоридно-натриево-кальциевой гидрохимической фации с минерализацией до 300—350 г/л.

Отложения ордовика и силура к северу от р. Ангары представлены терригенно-карбонатными отложениями, находящимися большей частью в зоне свободного водообмена. В закарстованных карбонатных отложениях заключены гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные воды с минерализацией до 0,5 г/л, дающие в долинах рассеянные выходы с дебитами до 30—50 л/сек. На контактах карбонатных отложений с траппами родники имеют дебит до 200 л/сек.

Кузнецкий Алатау. Из карбонатных пород здесь развиты мраморы верхнего протерозоя (?), известняки нижнего и среднего кембрия, ордовика и силура. Наиболее закарстованы известняки кембрия и частично мраморы протерозоя (Г. А. Максимович, В. П. Костарев, 1964). Карбонатные толщи кембрия и протерозоя дают родники с дебитом до 10 л/сек. Родники приурочены к закарстованным трещинам, реже к дизъюнктивным нарушениям и к контакту сильно закарстованных известняков и зеленых сланцев (А. Л. Додин, 1948). В Кузнецком межгорном артезианском бассейне кембрийские и силурийские отложения обладают дебитом родников и скважин 4—20 л/сек; девонские известняки — 0,1—23 л/сек, но преобладают дебиты от 1,5 до 8—12 л/сек. К закарстованным известнякам нижнего карбона приурочены родники с дебитом 1,5—10, иногда до 27 л/сек, наиболее характерны — 1—2 л/сек.

Байкальская складчатая область включает Байкало-Патомскую и Даурскую складчатые системы. На западных склонах Приморского и Байкальского хребтов в доломитах и известняках голоустенской и известняках улунтуйской свит верхнего протерозоя, образующих пласты мощностью от 20 до 100—170 м, карстовые воды, разгружающиеся преимущественно на контакте известняков с терригенными отложениями, дают родники с дебитом

до 100 л/сек и более. На территории о. Ольхон и в Приольхонье карбонатные отложения закарстованы на глубину 100—250 м до уровня оз. Байкал. Карстовые родники имеют дебиты 15 и 100 л/сек. На юго-западном побережье оз. Байкал архейские карбонатные породы водоносны только по тектоническим трещинам и разломам. В штольне Слюдяного рудника были встречены тектонические трещины, расширенные коррозией до 30—50 см, а в отдельных зонах, мощностью до 2,5 м, мрамор превращен в щебенисто-глыбовый материал с заполнителем из доломитовой муки и глины (Г. П. Вологодский, 1968; Инж. геол. Прибайкалья, 1968). В Забайкалье карбонатные породы протерозоя и кембрия менее распространены и трещинно-карстовые воды слабо развиты.

В Патомо-Витимском массиве в докембрийских или нижнекембрийских отложениях воды трещинно-карстовые пресные, гидрокарбонатные. В кадаликской свите протерозоя мощностью до 2 км в мраморах развиты карстовые воронки, озера, исчезающие реки (С. С. Коржуев, С. С. Николаев, 1957). На Витимском плоскогорье протерозойские мраморы слабо закарстованы и мало водоносны (П. В. Осокин, 1960).

Даурская складчатая область разделяется на Северную Даурию со стоком в р. Лену, Селенгинскую Даурию со стоком в оз. Байкал и Нерчинскую Даурию со стоком в р. Амур. В Нерчинской Даурии среди других типов вод встречаются трещинно-карстовые воды ниже- и среднепалеозойских карбонатных отложений. Водообильность известняков в общем невелика. Средний дебит для 90 источников составляет 1,65 л/сек, средний дебит восьми скважин — 0,87 л/сек, средний удельный дебит — 1,3 л/сек (Г. Н. Каменский и др., 1959). В районе Усть-Борзинского месторождения известняков трещинно-карстовые воды нижнего карбона залегают на глубине 50—100 м и более. Минерализация их 292 мг/л (П. М. Большаков, 1961). В Букачачинской межгорной впадине докембрийские карбонатные породы обнажаются в долине р. Ионды и представляют ксенолит в массиве палеозойских гранитов площадью 6,5 км². Карбонатные отложения сильно трещиноваты и довольно водообильны. Группа восходящих родников наблюдается в долине вблизи тектонического контакта с гранитами. Дебит одного из родников изменяется от 2,2 л/сек в феврале — марте до 240 л/сек летом (Я. И. Зарубинский, Е. М. Бондаренко, Т. А. Русиновская, 1957).

Джугджуро-Становая складчатая область. В районе Аяна на Охотском побережье известняки и доломиты силура и девона закарстованы. Дебиты трещинно-карстовых источников 6—4 классов составляют от долей до 30 и более л/сек; преобладают источники 5 класса с дебитом свыше 1 л/сек. Ресурсы карстовых вод зависят от гидрометеорологических условий. Воды гидрокарбонатные с минерализацией менее 0,2 г/л (Г. Н. Каменский и др., 1959).

Складчатые области палеозойского возраста

К ним относятся Донецкая, Тимано-Уральская, Центрально-Казахстанская, Тарбагатайская, Салаир с межгорным Кузнецким артезианским бассейном, Туруханская, Таймырская и Колымская.

Донецкая складчатая область. Водоносные карбонатные толщи известны в каменноугольных, пермских и меловых отложениях. В пермских отложениях имеются гипсы и каменная соль.

В *каменноугольном водоносном комплексе* водоносные горизонты трещинно-карстовых вод приурочены к пластам известняков. Дебит источников достигает 10—15 л/сек. В бассейне р. Мокрой Волновахи ранее существовал крупный карстовый источник «Кипучая Криница» с дебитом 170 л/сек, приуроченный к мощной толще известняков нижнего карбона. Вода источника имела минерализацию 1,1 г/л, жесткость 11,5 мг-экв. В связи с интенсивным отбором воды и образованием депрессионной воронки источник прекратил существование.

Состав подземных вод каменноугольных отложений разнообразен и изменяется с глубиной. Вблизи от поверхности, в местах развития оврагов и тектонических трещин, встречаются относительно маломинерализованные воды. Верхняя зона обладает пресными и слабо солоноватыми гидрокарбонатно-кальциевыми и сульфатными водами с сухим остатком 1—3 г/л. Ниже воды гидрокарбонатно-натриевые. В глубоких частях разреза появляются гидрокарбонатно-хлоридные и, наконец, хлоридные воды. С изменением состава: подземных вод с глубиной изменяется и состав газов от CO_2 до CH_4 .

Пермский водоносный комплекс сложен доломитами, известняками, а также песчаниками, глинами, гипсами и каменной солью. К нему приурочены отдельные водоносные горизонты с водой удовлетворительного качества. Водоносность комплекса невелика. Источники имеют дебиты 0,1—10 л/сек.

Водоносный комплекс меловых отложений распространен по окраинам Донецкой области в виде системы мульд. В мергельно-меловых породах этих мульд заключены пресные и слабо солоноватые подземные воды преимущественно гидрокарбонатные и сульфатные, которые используются для водоснабжения (Н. Д. Краснопевцев, 1934; С. З. Сайдаковский, 1939; Г. А. Браун, 1941; Г. Н. Каменский и др., 1959).

Тимано-Уральская складчатая область состоит из Тимана и Урала.

Тиман. Из карбонатных толщ силура, девона, карбона и перми наиболее значительными мощностями обладают силурийские и каменноугольные отложения. К ним приурочены трещинно-карстовые пресные воды гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации. Здесь известны выходы обильных родников, поглощающие поноры. Пресные воды вскрыты скважинами, в известняках

и доломитах каменноугольного возраста в Верхне-Ижемском районе. Дебит скважин при самоизливе до 10 л/сек. По мере погружения ухудшается качество воды. Трещинно-карстовые воды, приобретая напор, становятся трещинно-карстово-пластовыми (Г. Н. Каменский и др., 1959).

Уральская складчатая область. Водоносные карбонатные толщи известны в докембрийских, ордовикских, силурийских, девонских, каменноугольных и пермских отложениях. Гидрогеология карста всего Урала освещена в ряде работ (Н. Д. Буданов, 1964; Г. А. Максимович, В. А. Балков, 1966; Г. А. Максимович, К. А. Горбунова, 1965; Г. А. Максимович, В. П. Костарев, 1968), а отдельных районов — во многих статьях (Вопросы водоснабжения, 1965; М. И. Гевирц, 1959; Гидрогеол. сборники № 1—5, 1960—1968; Ю. А. Ежов, 1962 а, б; В. Н. Кожевникова, 1965; А. А. Колодяжная и др., 1961; П. П. Латышев, 1964; К. И. Маков, 1946; Г. А. Максимович, 1937; Д. В. Рыжиков, 1947, 1954, 1959; М. В. Седенко, 1951; Л. Н. Смирнов, 1946, 1947; Д. С. Соколов, 1948, 1951; О. Л. Эйно́р, 1936 и др.).

В водоносном комплексе докембрийских, кембрийских и ордовикских метаморфических и метаморфизированных толщ в карбонатных породах развиты трещинно-карстовые воды зоны выветривания. Дебит одного из родников, выходящих из доломитов по р. Малому Бердяшу, равен 118 л/сек. Источник Студеный, приуроченный к доломитам бакальской свиты, имеет дебит 4,6 л/сек. Карбонатные породы водоносного комплекса хорошо промыты. Воды обычно гидрокарбонатно-кальциевой фации. В виде исключения встречаются выходы солоноватых и соленых родников.

В *силурийско-девонском водоносном комплексе* на западном склоне Урала преобладают известняки с трещинно-карстовыми водами. Они питают родники с дебитами 10—200 л/сек и более. На берегу Вишеры у д. Усть-Улс известен источник Меленки, вытекающий из ордовикских доломитов с дебитом до 953 л/сек. На восточном склоне известняки играют меньшую роль. Здесь карстовые воды являются большой помехой при разработке бокситовых месторождений (А. А. Колодяжная и др., 1961; Д. В. Рыжиков, 1959; Л. Н. Смирнов, 1946, 1947).

Для карбонатных водоносных горизонтов комплекса характерно преобладание пресных вод гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации. Известны также солоноватые хлоридно-натриевые минеральные источники. Нижне-Сергинский источник приурочен к трещине в известняках недалеко от зоны надвига (А. И. Силин-Бекчурин, 1949).

Каменноугольный водоносный комплекс широко развит на западном склоне Урала. Представлен песчаниками, глинистыми сланцами, известняками, эффузивами и туфами. Наиболее обводнены толщи известняков. В карбонатных породах, особенно в визейских известняках, широко развит карст (Г. Н. Каменский и др., 1959). Модуль подземного стока закарстованных кар-

бонатных отложений западного склона Урала 5—10 л/сек с 1 км² (В. П. Карпова, 1965). Карбонатные отложения нижнего карбона и отчасти девона развиты в Тагильском и Магнитогорском синклинориях. Здесь к закарстованным известнякам приурочены пресные гидрокарбонатно-кальциевые воды, питающие родники 3—6 классов. Модуль подземного стока закарстованных карбонатных отложений Североуральского района 3,5—4 л/сек с 1 км² (В. П. Карпова, 1965). В Восточно-Уральском синклинории известняки карбона и девона также включают трещинно-карстовые воды. Родники пресных вод гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации по дебиту относятся к 5—6 классам. Модуль подземного стока на этой площади — 0,1—0,3 л/сек с 1 км² (В. П. Карпова, 1965). Здесь развит ряд бассейнов карстовых вод, которые были рассмотрены в главе I. Более подробные сводные данные о районировании карста и карстовых водах складчатого Урала можно найти в опубликованных работах (Г. А. Максимович, К. А. Горбунова, 1965; Г. А. Максимович, В. П. Костарев, 1968).

Пермский водоносный комплекс имеет слабое развитие на западном склоне Урала. Он известен в Западноуральской карстовой провинции в ядрах синклинальных складок передовых прогибов (Г. Н. Каменский и др., 1959). Карбонатные толщи этого комплекса закарстованы и содержат карстовые воды.

Центрально-Казахстанская складчатая область состоит из гидрогеологических массивов и небольших артезианских бассейнов: Тенгиз-Кургальджинского, Карагандинского, Джекказганского и других более мелких. В гидрогеологических массивах в мелкосопочной области карбонатные породы, особенно девона и карбона, сравнительно мало распространенные, более водообильны, чем другие породы. Во многих районах подземные воды этих отложений являются единственным источником водоснабжения. Дебит скважин глубиной 9—250 м равен 0,2—10 и редко до 30 л/сек, а родников — 0,5—9,6, редко 20 л/сек. Преобладающая минерализация вод скважин 0,11—6,5, а родников — 0,48—4,8 г/л.

В **Тенгиз-Кургальджинском артезианском бассейне** известняки девона и нижнего карбона имеют незначительное распространение. С ними связаны родники с дебитом до нескольких литров в секунду.

В **Карагандинском артезианском бассейне** в водоносном комплексе карбонатных значительно метаморфизированных пород верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста трещинно-карстово-пластовые воды из скважин глубиной 4—197 м имеют дебит 0,4—10 и редко до 46 л/сек с минерализацией до 1 г/л. Дебит родников — 0,2—2, редко до 40 л/сек. Воды комплекса широко используются по окраинам бассейна.

В **Джекказганском артезианском бассейне** в известняках нижнего карбона сосредоточены значительные ресурсы подземных вод. На Жанайской (см. рис. 13) и Уйтасской брахиантиклинальных структурах скважины дают притоки в несколько десятков

литров в секунду. Наиболее водообильны известняки в сводах антиклиналей и в прилегающих частях крыльев. На глубине 150—200 м скважины имеют удельный дебит 10—24 л/сек, на крыльях — 1—10 л/сек, а в синклиналях — до 1 л/сек. В сводовой части вода пресная с минерализацией 0,3—0,9 г/л, а на крыльях и в синклиналях она солоноватая и соленая. Большой водообильностью обладает зона повышенной трещиноватости глубиной 150—200, редко до 250—300 м. Глубже известняки слабо водоносны, и вода становится солоноватой и соленой. В Малом Экибастузском артезианском бассейне (М. В. Седенко, 1951) трещинно-карстовые воды имеются в верхнедевонско-нижнекаменноугольных известняках (Гидрогеолог. карта, 1961; И. А. Баркалов и др., 1965, 1966; Геология..., 1968; А. Г. Голубь, 1945; С. Ж. Жапарханов, 1962, 1964; И. К. Зайцев, 1939, 1940; С. К. Калугин, 1956, 1960, 1967; С. М. Мухамеджанов, 1959; Региональные..., 1968; Н. В. Родионов, 1963; М. В. Седенко, 1951; А. В. Солнцев, 1958; Сток..., 1964; М. А. Хордикайнен, 1968).

По У. М. Ахмедсафину (1968), в закарстованных известняках Джезказган-Улутауского, Атасуйского, Успенского, Карагандинского, Целиноградского и некоторых других районов ненапорные трещинно-карстовые и частично напорные трещинно-карстово-пластовые воды в скважинах имеют дебиты 10—100 л/сек. Родники, питаемые ими, имеют дебит до нескольких литров в секунду. Один из крупнейших источников Акташ в Джезказганском районе имеет дебит 32 л/сек. Широко распространены родники с дебитами в десятые и сотые доли литра. У. М. Ахмедсафин (1957) указывает, что местами дебиты источников из известняков достигают 70—140 л/сек. Минерализация вод 0,4—0,8 г/л при общей жесткости 3,5—7 мг-экв и более. С глубиной минерализация воды увеличивается. Вековые прогнозные запасы пресных и слабосоленых вод карбонатных отложений Центрального Казахстана равны 108 млрд. м³. При 50 %-ой сработке вместе с возобновляемыми дают эксплуатационные расходы до 55 или 110 м³/сек — при нормальном использовании.

Тарбагатайская складчатая область менее изучена. Трещинно-карстовые пресные воды приурочены к палеозойским карбонатным породам (D₃—C₁).

Салаирский кряж. Закарстованные известняки имеются в кембрийских, силурийских и девонских отложениях северо-восточного Салаира.

Нижнекембрийские гавриловские известняки имеют мощность 2,5—3 км, а верхнекембрийские хомутинские — до 0,25 км. Известняки кристаллические, часто мраморизированные, местами содержат кластический материал. Гавриловские известняки, трещиноватые и закарстованные, наиболее водообильны. Карстовые родники часто дают начало ручьям и небольшим речкам и обладают дебитом до 40-70 л/сек. Окварцованные и гематизированные известняки не имеют карстовых полостей и питают родники с дебитом не более 0,3 л/сек. Хомутинские известняки, закарстованные так же, как и

гавриловские, содержат трещинно-карстовые воды, которые вскрыты в д. Горскиной двумя колодцами глубиной 3,75—4 м.

Верхнесилурийские массивные и слоистые битуминозные известняки мощностью 190—200 м закарстованы и мало водообильны.

Нижнедевонские крековские известняки жединского яруса массивные, плотные и довольно чистые мощностью 400—500 м более закарстованы и характеризуются сравнительно повышенной водообильностью.

Пестеревские известняки эйфельского яруса среднего девона мощностью 300—400 м массивные, менее закарстованные и обладают невысокой водоносностью. Салаиркинские известняки в виде линз и обособленных плотных и слоистых толщ в песчаниках и аргиллитах, имеющие мощность десятки метров, и карачкинские известняки, с примесью песчано-глинистого материала мощностью до 800—900 м, залегающие выше, менее трещиноваты. По долинам рек Баскускана и Кара-Чумыша к интенсивно закарстованным известнякам приурочены родники с дебитом 20—25 л/сек, часто дающие начало рекам и ручьям. Воды девонских известняков характеризуются значительными колебаниями дебитов родников, которые составляют в сухое время года доли литра, а в дождливый период — 8,6 л/сек. У крупных источников изменения дебита по сезонам менее резкие.

Трещинно-карстовые гидрокарбонатно-кальциевые воды северо-восточного Салаира в кембрийских известняках имеют сухой остаток 220—300 мг/л, а в среднедевонских — 234—360 мг/л (П. М. Большаков, 1938 а, б, 1961; А. С. Полиновский, 1935).

Другие палеозойские складчатые области менее изучены. В *Туруханской складчатой области*, состоящей из Туруханского горста и Хантайско-Рыбнинского вала, расположенной в мерзлой зоне мощностью сотни метров, в нижнекембрийских, преимущественно карбонатных отложениях, возможны подмерзлотные трещинно-карстовые воды (Гидрогеолог. карта, 1966). В Хантайском районе из карбонатных закарстованных отложений силура, девона и карбона получены следующие притоки:

Водоносный комплекс	Преобладающий дебит, л/сек		Преобладающая минерализация, г/л	
	скважины	родники	скважины	родники
Нижний кембрий	—	—	10—130	—
Силурийский, местами гипсоносный	—	0,1—3	2,7	до 3,2
Девонский, местами гипсоносный	до 3	до 20	5	2—3
Каменноугольный	до 4	до 3—4	—	1,5—3,2

(Гидрогеолог. карта, 1961).

Таймырская складчатая область находится в районе мощной мерзлой зоны. Гидрогеологически не изучена. Наиболее перспективным является Средний район, где возможны подмерзлотные трещинно-карстовые воды нижнего и среднего палеозоя (Г. Н. Каменский и др., 1959).

Колымская складчатая область отнесена И. К. Зайцевым (1968) к палеозойским. Крупные окраинные поднятия Колымско-Омолонского срединного массива сложены сильно дислоцированными, главным образом карбонатными отложениями ордовика, силура, девона и частично перми мощностью от нескольких сотен метров до нескольких километров. К этим отложениям приурочены многочисленные родники. По А. А. Зеленкевичу, карстовые явления установлены в Тасканском, Верхне-Сеймчанском, Омуйском и Верхне-Арманском районах. Карстующиеся палеозойские породы в первых трех районах слагают древние допалеозойские и палеозойские структуры, а в мезозойских структурах очень слабо развиты и известны только в Арманском районе.

Надмерзлотные воды обуславливают возникновение воронок, суходолов, пещер, борозд, каверн, участков разрушения карбонатных пород. Подмерзлотные воды являются причиной развития глубинного карста в виде полостей, каверн, расширенных трещин. Значительная водообильность карбонатных отложений ниже мерзлой зоны подтверждается многочисленными родниками, образующими зимой сотни наледей, из которых около десяти с объемом льда более 10 млн. м³. Воды гидрокарбонатно-кальциевые с минерализацией 374—457 и до 911 мг/л (Гидрогеол. карта, 1961).

Мезозойские и кайнозойские складчатые области

К этим складчатым областям относятся также и более древние, обновленные молодыми тектоническими движениями: Карпатская, Крымская, Керченско-Таманская, Кавказская, Копетдагская, Южно-Таджикская, Памирская, Алайская, Тянь-Шаньская, Алтайская, Хингано-Буреинская, Сихотэ-Алинская и др. (И. К. Зайцев, 1968).

Карпатская складчатая область. Водоносный комплекс докембрийских и палеозойских отложений содержит мраморы, из которых вытекают источники с дебитом 0,1 л/сек и несколько больше (А. Е. Бабинец, 1948). В водоносном комплексе триасовых и юрских конгломератов, песчаников, сланцев, известняков, кроме трещинно-пластовых, имеются и трещинно-карстовые воды. Мезозойские почти не метаморфизованные отложения залегают на кристаллических породах относительно спокойно, но с резким несогласием (А. М. Овчинников, 1950; Г. Н. Каменский и др., 1959).

В известняковых утесах северной Мармарошской зоны, сложенных верхнеюрскими (титонскими) рифогенными известняками и известняковой брекчией, развиты изолированные водотоки гидрокарбонатно-

натриево-кальциевых вод, обладающих минерализацией 0,26—0,38 г/л. Расход вод 0,05—1 л/сек, скорость движения подземных вод — 13,5—23,4 м/час (В. Н. Дублянский, Ю. И. Шутов, 1968).

Крымская складчатая область. Водоносный комплекс юрских и отчасти меловых известняков характеризуется развитием карстовых вод. Мощность верхнеюрских известняков от 100—300 до 500—800 м. Наибольшую мощность водоносный комплекс имеет в осевой части синклинальных складок. Подошва известняковой толщи на горе Чатырдаг — на высоте 1000 и более метров, а на мысе Айя в Балаклаве и др. залегает ниже уровня моря. Мощность зоны вертикальной нисходящей циркуляции достигает на отдельных участках 200—300 м и более. Закарстованные известняки содержат весьма обильные карстовые воды, питающие многочисленные родники на южном и северном склонах Первой гряды Крымских гор. Дебит источников 1—10 л/сек и более, а у некоторых достигает сотен литров в секунду. Таков, например, уже упоминавшийся ранее (т. I, стр. 380, 398) источник Аян, обладающий среднегодовым дебитом около 600 л/сек при минимальном — 0,2 и максимальном — 1,5 м³/сек. Он был отнесен нами к исключительно переменным. Карстовые воды Горного Крыма относятся к гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации и обладают минерализацией 0,2—0,4 г/л, жесткостью 2,8—5 мг-экв. Химический состав и минерализация карстовых вод формируются уже на глубине 100 м от поверхности (В. Н. Дублянский и др., 1967). Гидрохимическая зональность показана Ю. И. Шутовым (1966). Крупные родники возникают там, где контакт известняков со сланцами вскрыт наиболее низко. На участках, где юрские известняки опускаются ниже уровня моря, наблюдаются восходящие субмаринные источники (т. I, стр. 380) с пресной водой. Карстовым водам Горного Крыма посвящена обширная литература. Мы отметим только некоторые работы С. В. Альбова (1958), И. Г. Глухова (1964), В. Н. Дублянского (1959, 1961), Б. Н. Иванова (1961), Е. В. Краснова (1962), А. А. Крубера (1913, 1915), М. В. Чуринова (1957, 1959, 1960, 1961).

Керченско-Таманская область малых артезианских бассейнов и мульд. По Г. И. Пустоваловой и Н. И. Толстихину (1968) Таманская часть — это Таманская область медиальных бассейнов, приуроченная к северо-западному погружению Большого Кавказа. Водоносные карбонатные породы известны в тортонских, сарматских, мэотических и понтических отложениях неогена.

Тортонский водоносный комплекс представлен известняками, песками, песчаниками, переслаивающимися с глинами, причем дебит источников и скважин менее 1 л/сек. Минерализация воды растет по мере погружения слоев и в разных артезианских мульдах изменяется от 0,7 до 15,5 г/л.

Сарматский водоносный комплекс представлен прослоями известняков, залегающих среди глин. Отложения комплекса имеют дебит скважин менее 0,5 л/сек.

Мэотический водоносный комплекс приурочен к пескам и известнякам-ракушечникам. Дебит источников менее 0,3 л/сек, скважин — 0,5—3 л/сек и более, минерализация воды 0,3—1,5 г/л. Качество воды ухудшается по направлению к осям мульд. С. В. Альбов (1968) отмечает, что на Керченском полуострове в районе Баксы (Глазовка) из мэотического рифового известняка вытекает источник пресной воды со значительным дебитом. У мыса Казантип из верхней закарстованной и выветрелой части рифа колодцы дают пресную воду, а в прибрежной полосе к ней приурочены малodeбитные родники. В рифовом массиве южнее мыса Казантип вода содержит в незначительных количествах ртуть, серебро и другие микрокомпоненты. С. В. Альбов предполагает, что они поступают в пресную воду снизу по разлому.

Понтический водоносный горизонт представлен известняками-ракушечниками, а в центральных частях мульд — пластами песков, залегающих среди глин. Водоносность его мала, причем преобладают солоноватые воды (Г. Н. Каменский и др., 1959).

Кавказская сложная складчатая область состоит из гидрогеологических складчатых массивов Большепикавказского, Малокавказского и ряда межгорных и внутригорных артезианских бассейнов. Подземные воды этой области, в том числе и карстовые, освещены в сводных работах по Азербайджану (А. Г. Аскеров, 1965; О. К. Ланге (ред.) и др., 1961), Армении (Н. И. Долуханова, Н. И. Толстихин, 1967), Грузии (И. М. Буачидзе, 1955; С. С. Чихе, 1948; Г. М. Сухарев, Ю. К. Тарануха, 1965), Малому Кавказу (М. И. Врублевский, 1962; Н. А. Григорьев, 1948; А. М. Овчинников, 1948; Г. М. Сухарев, Ю. К. Тарануха, 1965), Малому Кавказу (Л. Н. Барабанов, 1961). Г. И. Пустовалова и Н. И. Толстихин (1968) опубликовали схему структурно-гидрогеологического районирования всей Кавказской гидрогеологической сложной складчатой области.

Складчатая область Большого Кавказа. Водоносные карбонатные толщи имеются в палеозойских, триасовых, юрских, меловых, палеогеновых отложениях. К верхнеюрским отложениям приурочены титонские гипсы.

В *палеозойско-триасовом водоносном комплексе* к мощным свитам известняков нижнего палеозоя, девона, карбона и триаса приурочены карстовые воды, которые питают самые крупные источники. Подземные воды преимущественно пресные, встречаются выходы и холодных соленых восходящих источников с минерализацией воды 12—20 г/л. Азотные, метановые, хлоридно-натриево-кальциевые воды известны в верховьях бассейнов Кубани, Белой. Обычно же минерализация карстовых вод зоны активного водообмена менее 1 и редко достигает 4 г/л.

Водоносный комплекс верхнеюрских и меловых карбонатных и гипсовых отложений является основным для Большого Кавказа. В районе Нальчика и далее на восток карбонатные отложения юры и мела поставлены круто и образуют гребень

Скалистого хребта высотой 3 км и более. Этот водообильный комплекс трещинно-карстовых вод прослеживается до района г. Орджоникидзе и восточнее. В Нагорном Дагестане к синклинальным прогибам приурочены небольшие горные бассейны трещинно-карстовых (мел) и трещинно-карстово-пластовых вод (верхняя юра и мел). Этот водоносный комплекс самый водообильный на Кавказе. Он питает карстовые источники с дебитом в десятки и сотни литров в секунду. Одним из наиболее крупных является родник-озеро Церик-Кёль (И. Г. Кузнецов, 1928). Дебит его до 6—8 м³/сек (Т. Н. Каменский и др., 1959), по другим данным — 0,9 м³/сек (т. I, стр. 389). В зоне активного водообмена воды пресные гидрокарбонатно-кальциевой, а при наличии гипсов — сульфатно-кальциевой гидрохимической фации. В зонах погружения известняков под более молодые отложения воды солоноватые и даже соленые. Карстовый родник-озеро Церик-Кёль имеет минерализацию 1,3 г/л и относится к сульфатно-кальциево-гидрокарбонатной гидрохимической фации. Анализ его приведен в главе IV. Зона сульфатно-кальциевых вод, обусловленных растворением гипсов титонской верхнеюрской толщи, протягивается от р. Белой до Кубани, затем от р. Малки до бассейна р. Самура. В этих водах содержание сероводорода достигает 75 мг/л, а минерализация не превышает 3 г/л. Температура воды в источниках 8—16°. В титонских гипсах в зоне активного водообмена также развиты карстовые воды.

Юрские и меловые карбонатные породы на юго-западном склоне Большого Кавказа богаты подземными водами. Обильное количество атмосферных осадков способствует интенсивному питанию карстовых вод, которые дают многочисленные обильные пресные холодные родники. В окрестностях г. Гагры и Гантиади, где меловые известняки подходят непосредственно к берегу моря, кроме наземных крупных родников имеются и субмаринные (Г. А. Максимович, Т. З. Кикнадзе, 1967). Расход последних достигает 300 л/сек. Водообильность водоносного комплекса подтверждается большой величиной подземного стока, который составляет до 50 % и более от общего количества атмосферных осадков, а в районе Гагры — до 60%. Модуль подземного стока в окрестностях Сочи — Сухуми достигает 35—40 л/сек/км².

В Причерноморский сложный артезианский бассейн входит система латеральных бассейнов, из которых отметим Сочинский, Гудаутский (Бзыбский), Кодорский (Сухумский), которые кратко были охарактеризованы в главе I. Эти бассейны сложены в основном карбонатными отложениями верхнеюрско-мелового комплекса. Синклинальные структуры выполнены кайнозойскими, главным образом палеогеновыми отложениями. Структуры эти открыты в сторону моря и названы автором погруженными (гл. I). Г. И. Пустовалова и Н. И. Толстихин (1968) указывают, что проксимальные (по отношению к Большому Кавказу) крылья характеризуются обнаженностью пород юры и мела, а дистальные опущены под уровень моря.

Большое значение имеет Сочинский бассейн карстовых и трещинно-карстово-пластовых вод. К нему приурочено Сочинское месторождение сероводородных минеральных вод типа Мацеста с водами хлоридно-натриево-кальциевой гидрохимической фации, с минерализацией до 27 г/л и содержанием сероводорода до 450 мг/л. Карстовые минеральные воды Сочинского месторождения освещены в монографии В. М. Куканова (1968). Подземные воды этого района охарактеризованы и в других работах (С. С. Джибути, 1967; А. Н. Павлов, 1965).

В районе г. Кутаиси находятся известные радоновые термальные воды курорта Цхалтубо. Из карбонатных отложений нижнего мела здесь вытекают родники с температурой 35°, газирующие азотом, имеющие минерализацию 0,8 г/л, гидрокарбонатно-сульфатно-кальциево-хлоридной гидрохимической фации с суммарным дебитом до 250 л/сек (Н. А. Огильви, 1938).

В северо-восточной части Кавказа на территории западной горной Чечено-Ингушетии, где верхнемеловые карбонатные отложения выходят на поверхность, воды с минерализацией 1,4—3,5 г/л имеют сульфатно-гидрокарбонатно-кальциево-натриевый состав. При погружении отложений на глубину 900—2800 м, уже в пределах Терско-Кумского артезианского бассейна, воды хлоридно-натриево-кальциевой гидрохимической фации с минерализацией 37—73 г/л (Л. М. Костенко, 1967). Историю формирования состава этих вод рассматривает К. Е. Питьева (1965). А. М. Никаноров и Г. П. Волобуев (1968) показали распространение хлоридно-натриево-кальциевых вод в Предкавказье.

В центральной части северного склона Большого Кавказа, где водоносный комплекс верхнеюрских и меловых карбонатных и гипсоносных отложений имеет моноклинальное залегание, выделяется артезианский склон. Он представляет южное крыло Каспийско-Черноморской артезианской области. Этот *артезианский склон Большого Кавказа* детально изучен, так как в районе Кавказских минеральных вод к нему приурочены известные месторождения минеральных вод Кисловодска, Ессентуков, Пятигорска. Выделяются следующие основные водоносные горизонты.

Верхнеюрский водоносный горизонт приурочен к известнякам и песчаникам. Выходы их протягиваются узкой полосой вдоль северных склонов Главного Кавказского хребта с запада на восток. Мощность водоносного горизонта возрастает к востоку от 60 до 100 м и более. Верхняя часть горизонта карбонатная, нижняя — песчаниковая. Карбонатные отложения этого горизонта содержат трещинно-карстовые весьма обильные воды. В бассейнах рек Кубани, Большого и Малого Зеленчуков родники имеют дебит 0,15—3,5 л/сек. Воды преимущественно гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации, пресные. Сульфат кальция появляется в воде, когда питание водоносного горизонта происходит через гипсоносные породы. Водоносный горизонт наиболее водообилен между Кумой и Тереком, где пологозалегающие закарстованные карбонатные отложения

обладают значительной площадью питания и поглощения. В области разгрузки многочисленны малодобитные родники, но дебит отдельных родников равен 100—450 л/сек. На юге, там, где известняки выходят на поверхность, развиты трещинно-карстовые ненапорные воды, а на севере, в зоне погружения, — трещинно-карстово-пластовые напорные. В зоне интенсивного водообмена воды гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации с минерализацией 0,2—0,8 г/л. По мере погружения карбонатных отложений растет содержание сульфатов и минерализация.

Титонский водоносный горизонт на северном склоне Главного Кавказского хребта выходит на поверхность узкой полосой севернее Верхнеюрского. К востоку от р. Малки титонские отложения представлены известняками с прослоями глин и гипса. Мощность горизонта от 10 до 300 м. На западе, где в гипсах развиты карстовые воды, водоносность его невелика. На востоке дебит родников, из закарстованных известняков и отчасти гипсов увеличивается от 0,2—1 до сотен литров в секунду. В районе г. Орджоникидзе известняки титона слабодобитны. Ненапорные трещинно-карстовые воды в зоне интенсивного водообмена сульфатно-кальциевые в гипсоносных породах и гидрокарбонатно-кальциевые в карбонатных породах. Минерализация сульфатно-кальциевых вод — до 1—3 г/л. Тамисский родник содержит до 70 мг/л сероводорода. С титонскими отложениями связаны Березовские нарзаны, сульфатный нарзан г. Кисловодска и другие углекислые минеральные источники района Кавказских минеральных вод.

Нижнемеловой наиболее водообильный водоносный горизонт сложен в значительной мере закарстованными доломитизированными известняками валанжина, выходы которых протягиваются узкой полосой с запада на восток. Глубина залегания трещинно-карстовых вод местами достигает 100—300 м. Водоносный горизонт наиболее водообилен в районе г. Нальчика и до Кисловодска, где дебиты родников равны 8—10 до 100—200 л/сек.

В зоне выхода карбонатных пород на поверхность воды трещинные и трещинно-карстовые ненапорные, а в зоне погружения — трещинно-карстово-пластовые. Воды горизонта пресные гидрокарбонатно-кальциевые, сульфатно-кальциевые и смешанные. Минерализация вод увеличивается в северном направлении и появляются слабо солоноватые сульфатные воды. В г. Кисловодске в долине р. Ольховки водоносный горизонт питает знаменитый углекислый источник Нарзан, обладающий гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевым составом и минерализацией около 2 г/л. Минеральные углекислые гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевые воды доломитового нарзана, полученные при бурении, имеют минерализацию 3,9 г/л. Нижнемеловой водоносный горизонт содержит пресную и минеральную воду; причем в отдельных случаях скважины, первоначально дающие минеральную воду, в последующем опреснялись и наоборот. Валанжинский водоносный горизонт используется для водоснабжения г. Кисловодска. Гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-гидро-

карбонатные воды имеют минерализацию 0,4—0,8 г/л, редко выше 1 г/л.

Верхнемеловой водоносный горизонт известняково-мергелистых пород имеет мощность до 300 м. Выходы карбонатной верхнемеловой толщи протягиваются полосой в предгорьях Кавказского хребта. Карстовые и отчасти трещинно-карстово-пластовые воды питают многочисленные родники предгорий Кавказа. Водоносный горизонт имеет большое значение для водоснабжения. В зоне интенсивного водообмена воды гидрокарбонатно-кальциевые; в северном направлении, по мере погружения, минерализация растет и состав, изменяется на хлоридный. С горизонтом связаны некоторые минеральные углекислые источники Кавказских минеральных вод (Юцкий источник). В районе Ессентуков вскрыты углекислые солено-щелочные воды с минерализацией до 5,2 г/л и напором в 10—20 атм.

Палеогеновый водоносный комплекс карбонатных отложений наиболее развит в артезианских бассейнах Абхазии, и Западной Грузии. В зоне активного водообмена он характеризуется пресными водами (Г. Н. Каменский и др., 1959). В объяснительной записке к Гидрогеологической карте СССР (1961) приводятся следующие данные о водоносности карбонатных отложений Большого Кавказа.

Водоносный комплекс	Преобладающие дебиты, л/сек		Преобладающая минерализация, г/л
	скважин	источников	
Триасовый	—	до 10	около 1
Верхнеюрский	—	2—100	0,2—3
Нижнемеловой	до 20	10	0,3—30
Верхнемеловой	—	0,1—115	0,2—64
Палеогеновый (эоцен, палеоцен)	—	0,3—6	0,3—12

Складчатая область Малого Кавказа. Водоносные карбонатные толщи развиты в палеозойских, триасовых, юрских и меловых отложениях.

Водоносный комплекс палеозойских и триасовых известняков, мергелей, гипсоносных карбонатных пород распространен вблизи поверхности только в районах Арпачай, Джульфа. Преобладают трещинно-карстовые воды. В долине Аракса из известняков вытекают мощные родники с пресными водами гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации, обладающие небольшой минерализацией и умеренной жесткостью. В районах развития гипсовых известняков отмечаются высокая минерализация и повышенная жесткость.

Водоносный комплекс средне-, верхнеюрских и меловых, преимущественно карбонатных, закарстованных пород развит на окраинах Дзирульского массива, а также в центральных, южных, восточных и юго-восточных районах Малого Кавказа. Он характеризуется довольно многочисленными источниками с большим дебитом. Воды этого комплекса гидрокарбонатно-кальциевые, пресные, небольшой минерализации, умеренной жесткости (Г. Н. Каменский и др., 1959). Дебит скважин и родников из карбонатных пород от девонского до нижнемелового возраста 1—10 л/сек; преобладающая минерализация — 0,3—0,6 г/л. Оligоценовые карбонатные и терригенные породы с пластами ангидрита и гипса обладают дебитом около 1 л/сек и в зависимости от литологии пресные, солоноватые, соленые (Гидрогеолог. карта, 1961).

Копетдагская складчатая область. В гидрогеологических массивах Копетдага, Малого Балхана и межгорных бассейнах водоносными являются карбонатные толщи верхнеюрских, меловых и неогеновых отложений. Верхнеюрские гипсы имеют мощность до 83 м.

Верхнеюрско-нижнемеловой водоносный комплекс, преимущественно известняковый (мальм-неоком), наиболее водообильный, с водами трещинно-карстового типа, развит в основном в Центральном Копетдаге. С ним связаны три типа родников. 1) Нисходящие холодные малodeбитные родники зоны выветривания, обычно гидрокарбонатные, пресные, с неустойчивым режимом. 2) Восходящие холодные родники трещин неглубоких тектонических нарушений, обычно с более устойчивым режимом, чем у I типа, с большим дебитом, но сходным составом и минерализацией. 3) Восходящие теплые и горячие трещинно-жильные источники глубоких тектонических трещин с наиболее устойчивым и значительным дебитом, разнообразного состава.

Верхнемеловой водоносный комплекс представлен толщами белого мела и карбонатно-глинистой. Развит в Западном, Центральном Копетдаге, в Гяурской антиклинали и далее на восток. Комплекс наименее водоносен. Источники непостоянны и малodeбитны, часто до сотых долей литров в секунду. Солоноватая, соленая, горько-соленая вода, в которой преобладают сульфаты и гидрокарбонаты, непригодна для использования. Воды комплекса наименее минерализованы в районе Гяурской антиклинали и в Восточном Копетдаге, где сухой остаток около 1,5 г/л и менее; иногда присутствует сероводород.

В неогеновом водоносном комплексе наибольший интерес представляют сарматские известняки, как более водообильные из отложений комплекса. Пресная и солоноватая вода известняков, питающая родники с дебитом (группа источников) в десятки литров в сутки, характеризуется значительным содержанием сульфатов и гидрокарбонатов.

Малый Балхан, сложенный меловыми отложениями, обладает трещинно-карстовыми водами известняков (Г. Н. Каменский

и др., 1959). Водоносность Копетдага и Малого Балхана по данным Гидрогеологической карты (1961) следующая:

Водоносный комплекс	Дебит, л/сек		Преобладающая минерализация воды, г/л
	скважин	родников	
Верхнеюрские известняки, мергели с пластами и прослоями гипса	—	—	до 3
Нижнемеловые известняки, песчаники (неоком)	до 100	0,1—100	0,3—5
Неогеновые известняки, песчаники	—	0,02—1, реже до 15	1—10

Южно-Таджикская складчатая область представляет систему гидрогеологических массивов и артезианских бассейнов. Здесь водоносны карбонатные толщи в юрских, верхнемеловых и палеогеновых отложениях. К юрским отложениям приурочены гипс и каменная соль.

Юрский водоносный комплекс сложен песчаниками, конгломератами, известняками, разделенными глинами. Трещинно-карстовые пресные, солоноватые и соленые воды приурочены к гипсам и контакту их с каменной солью. Соленые источники наблюдаются в пределах куполообразных поднятий каменной соли Ходжа-Мумын и Ходжа-Сартис в Кулябском районе. Карстовые родники горы Ходжа-Мумын имеют суммарный дебит 50 л/сек при минерализации 317 г/л. Они выносят в год 530 тыс. т соли (Г. А. Максимович, 1968). На левом борту Яванской долины, вблизи кишлака Сарыкамыш, у подошвы сложенного гипсом уступа, источники имеют суммарный дебит 22—32 л/сек. Вода хлоридно-сульфатная. Встречаются как слабые, так и крепкие рассолы хлоридно-натриевого состава.

Нижнемеловой водоносный комплекс характеризуется наличием прослоев известняков и гипсов в песчано-глинистой толще.

Верхнемеловой водоносный комплекс трещинно-карстовых вод известняков. Меньшее распространение имеют трещинно-пластовые воды песчаников среди гипсоносных глин. С более водообильными горизонтами известняков связано до 80 источников большей частью солоноватой воды с минерализацией до 10 г/л. Дебиты родников от 0,01 до 30 л/сек и более. Температура воды 11—23°. Воды пресные сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевые, слабо солоноватые гидрокарбонатно-сульфатно-натриево-кальциевые, сильно солоноватые хлоридно-сульфатно-натриевые.

Палеогеновый водоносный комплекс представлен глинами, мергелями, песчаниками и известняками. Наиболее водообильны хорошо выдержанные по простиранию известняки бухарского и алайского ярусов нижнего палеогена. Дебиты родников 0,01—10 и до 25 л/сек, причем преобладают малodeбитные. Воды — от пресных и слабо солоноватых до соленых (Г. Н. Каменский и др., 1959).

Данные о водоносности области следующие (Гидрогеол. карта, 1961).

Водоносный комплекс	Преобладающие дебиты, л/сек		Преобладающая минерализация, г/л
	скважин	родников	
Юрские известняки	—	1—1000	до 1
Юрские соли и гипсы	—	1—3	260—350
Меловые карбонатные и песчано-глинистые породы	—	0,1—3	0,1—285
Палеогеновые известняки. Бухарский горизонт	10—30	От 0,01 до нескольких литров	1—150
Алайский горизонт	10—35	0,1—5	1—30

Памирская складчатая область характеризуется наличием карстующихся отложений в северной, центральной и южной зонах. В северной зоне известны трещинно-карстовые и пластово-трещинные пресные холодные воды известняков, песчаников, кварцитов и сланцев нижнего палеозоя, силура и девона. В центральной зоне — пластово-трещинные и трещинно-пластовые воды известняков, песчаников, сланцев и вулканических пород верхнего палеозоя, триаса и юры. В южной зоне развиты в основном пресные холодные трещинные воды докембрийских гнейсов и кристаллических сланцев, массивно-кристаллических изверженных пород. Меньшую роль играют карстово-трещинные воды, приуроченные к толщам мрамора и известняков, имеющих мощность в сотни метров (Г. Н. Каменский и др., 1959). На Гидрогеологической карте СССР (1966) на Памире указаны трещинно-карстовые воды карбонатных толщ нижней перми, карбона и юры. Преобладающие дебиты родников, вытекающих из девонских и каменноугольных, реже нижнепалеозойских и мезозойских, сильно дислоцированных мраморов и известняков, 3—5 л/сек при минерализации 0,2—0,5 г/л. Имеются единичные родники с дебитом в сотни л/сек.

Алайская гидрогеологическая складчатая область включает хребты Алайский, Туркестанский, Зеравшанский и Гиссарский. В Алайском массиве карбонатные отложения, подчиненные

глинистым сланцам, известны в кембрийских отложениях. Известняки особенно развиты в силурийских, девонских и каменноугольных отложениях. Карбонатные толщи палеозоя характеризуются трещинно-карстовыми водами. Дебит карстовых родников достигает $1 \text{ м}^3/\text{сек}$. На западном погружении Зеравшанского и Нуратинского хребтов, которые бедны водой, из закарстованных известняков силура и девона вытекают родники с дебитом в десятки и даже сотни литров в секунду. Родник Карабулак у кишлака Хойзрет Вайшир имеет дебит $0,9 \text{ м}^3/\text{сек}$, Карабулак выше кишлака Панджи — $1,4 \text{ м}^3/\text{сек}$, Кайнарбулак — $0,7 \text{ м}^3/\text{сек}$. Наукатские карстовые источники, вытекающие в западной части Туркестанского хребта из трещины в ордовикских мраморах видимой мощностью 300 м, имеют дебит 52 л/сек (В. М. Кучерявых, 1966). К низкогорным участкам Туркестанского хребта приурочены крупные карстовые родники с расходом 20—30 л/сек. На южном склоне Зеравшанского хребта в горах Каратюбе к известнякам приурочено большое количество родников с дебитом до нескольких сотен литров в секунду (Г. А. Мавлянов и др., 1968). Водоносные горизонты имеются также в среднеюрских и палеогеновых известняках (Г. Н. Каменский и др., 1959).

Ферганский срединный артезианский бассейн находится между Алайской и Тянь-Шаньской гидрогеологическими складчатыми областями. Водоносны карбонатные толщи мела и палеогена. В этих отложениях имеются слои гипса.

Меловой водоносный комплекс представлен переслаиванием пестроцветных песчаников, глин с подчиненными конгломератами, известняками, гипсом и ангидритом. Общая мощность меловых отложений возрастает с запада на восток до 600 м. На окраинах бассейна воды комплекса питают многочисленные источники нередко значительного дебита. Минерализация вод до 10 г/л. Состав вод разнообразен. К меловым гипсоносным песчаникам в северо-восточной части бассейна приурочены источники солоноватой воды, в которой преобладают сульфаты и хлориды. Дебит их до 2 л/сек, температура воды около 20° . В краевых частях бассейна скважинами глубиной 1 км и более вскрыты до пяти водоносных горизонтов, приуроченных к пластам известняков и песчаников. Артезианские воды высокотемпературные, термальные, самоизливающие. Минерализация и состав их разнообразны — от солоноватых до рассолов.

Палеогеновый водоносный комплекс широко распространен в краевых частях бассейна и в зоне предгорий. Представлен он толщей переслаивающихся известняков и глин с подчиненными слоями гипсов, песка и песчаников. Общая мощность отложений 300—400 м. Наиболее водообильны эоценовые известняки. По типу минерализации воды различны, от слабо солоноватых гидрокарбонатно-натриевых до хлоридно-натриевых и хлоридно-натриево-кальциевых крепких рассолов. На окраинах бассейна встречаются малодобитные источники пресных и слабо солоноватых вод.

В краевых частях бассейна водоносный комплекс вскрыт скважинами глубиной несколько сотен метров. Воды напорные субтермальные и термальные с температурой до 40°. Минерализация вод растет от области поглощения к центру бассейна. Известняки с прослоями гипса дают сероводородную воду (Б. А. Бедер, 1958; Г. Н. Каменский и др., 1959; И. С. Старобинец, 1961).

Тянь-Шаньская складчатая область тянется от хребта Каратау на западе до границ СССР на востоке. Наиболее изучены карстовые воды Большого Каратау. Карбонатные толщи, известны в верхнем протерозое, среднем и верхнем кембрии, верхнем девоне (фаменский ярус) и нижнем карбоне (турне). Трещинно-карстовые воды дают родники с дебитом от нескольких литров до десятков, а в отдельных случаях до сотен литров в секунду. Воды пресные, гидрокарбонатно-кальциевые, а в нижнем карбоне — гидрокарбонатно-кальциево-магниевого. В районе сульфидных месторождений несколько увеличивается содержание сульфат-иона и воды становятся сульфатно-гидрокарбонатными или гидрокарбонатно-сульфатными (Е. И. Олли, 1958).

На юго-западном склоне хребта Центральный Каратау установлены два водоносных комплекса, сложенных карбонатными породами: верхнедевонский и нижнекаменноугольный. Карбонатные отложения фаменского яруса характеризуются неравномерной водообильностью. Дебит родников 0,01 и до 5 л/сек. Удельный дебит скважин 0,01—18 л/сек и более. Модуль подземного стока изменяется от 1,5 л/сек/км² на северо-западе до 0,5 л/сек/км² на юго-востоке.

Карбонатные отложения нижнего карбона наиболее водообильны. Преобладающий дебит родников — 1—10 л/сек, а у отдельных он достигает 100—400 л/сек. Так, родник Кайнар-Баялдыр имеет дебит 22 л/сек, а Кош-Кошар — 230 л/сек. Удельный дебит скважин вблизи Миргалимса 0,5—1,5 л/сек, наибольший — 80 л/сек. Модуль подземного стока 1—1,5 л/сек/км². В этой части хребта установлен Баялдырский бассейн трещинно-карстовых вод.

На юго-западном склоне хребта Малый Каратау развиты каройская серия, состоящая из пород нижнего кембрия, и тамдинская, в которую входят вышележащие отложения нижнего палеозоя. Нижнепалеозойская толща состоит в основном из сильно дислоцированных известняков и доломитов. Наиболее водообильны отложения тамдинской серии, сложенной преимущественно известняками. Родники Актасты, Куртлыбулак, Тогузбай, Шошабулак имеют расход 15—25 л/сек, а Жилыбулак — 340—500 л/сек. Воды гидрокарбонатно-кальциевые. В предгорьях, где карбонатные отложения погружаются под мезокайнозойские, они становятся сульфатно-кальциевыми. Соответственно увеличивается и минерализация от 0,2 до 1 г/л (Т. К. Айтуаров и др., 1968; А. К. Джакелов, 1968). Карстовые воды Каратау освещены и в ряде других работ (М. Т. Джумагулов, 1965; Н. В. Ефремочкин, 1959; А. А. Коноплянцев и др., 1946; А. А. Коноплянцев, 1954; Н. М. Колпаков, А. В. Орлова, 1949).

В Киргизском хребте, так же как и в Большом Каратау, в протерозойских известняках карст развит до глубины 250—300 м. Дебиты родников в зонах тектонических нарушений достигают 40 — 75 л/сек; воды гидрокарбонатно-кальциевые с минерализацией 0,1—0,6 г/л. Водоносность визейских и визе-намюрских отложений нижнего карбона наиболее значительна в закарстованных карбонатных отложениях. Дебит родников из известняков Киргизского хребта до 29—83 л/сек; воды гидрокарбонатно-кальциевые с минерализацией 0,2—0,4 г/л (А. К. Джакелов, 1968). У западного окончания Таласского Алатау в бассейне р. Машат приток ее Кельте-Машат начинается из карстового родника. Этот воклюзский источник, вытекающий из закарстованных известняков нижнего карбона, по многолетним наблюдениям, имеет среднегодовой дебит 5 м³/сек. Карстовый родник Кельте-Машат по-видимому второй в СССР после Красного Ключа в Башкирии. Расход родника Балыкчи на северном склоне Арысской впадины достигает 15 м³/сек и более. Дебиты других карстовых источников этого района 30—430 л/сек (В. В. Галицкий, 1968).

В более восточных частях Тянь-Шаньской складчатой области палеозойские известняки водоносны в районах преобладания песчано-сланцевых толщ палеозоя, с подчиненными им известняками и изверженными породами, и в районах преобладания известняков.

Первый тип районов характеризуется распространением известняков с трещинно-карстовыми водами и сланцев, а также туфогенных и изверженных пород. При переходе из области развития гранитов и сланцев в районы, сложенные известняками, наблюдаются потери речных вод, поглощаемых известняками. При выходе долин из зоны известняков в области распространения гранитов и сланцев происходит увеличение расхода рек и аллювиальных потоков за счет пополнения их карстовыми водами известняков.

В районах исключительного развития известняков преобладают трещинно-карстовые воды, а подземный сток больше поверхностного. В толще известняков Тянь-Шаня выделяют две зоны: зону инфлюации и транзита трещинно-карстовых вод, располагающуюся выше местного базиса эрозии и измеряющуюся сотнями, метрами, и зону динамических и статических запасов трещинно-карстовых вод, расположенную на уровне и ниже гидрографической сети. Основные запасы подземных вод в известняках находятся во второй зоне, которая имеет большое значение в водоснабжении.

С районами преобладания палеозойских известняков связаны, наиболее крупные источники Тянь-Шаня, дебит которых измеряется многими десятками и сотнями литров в секунду. Обычный дебит источников трещинно-карстовых вод здесь 2—20 л/сек. Состав воды гидрокарбонатно-кальциевый с минерализацией до 1 г/л. Тектонические нарушения обуславливают появление горячих источников. Например, Джеты-Огуз на северном склоне хр. Терской-Алатау с температурой 37—43°,5 (Г. Н. Каменский и др., 1959).

Алтайская складчатая область¹ состоит из двух неравных частей. Большая, северо-восточная часть — Горный Алтай — сложена главным образом докембрийскими и нижнепалеозойскими образованиями, а меньшая, юго-западная — Рудный Алтай — в основном девонскими и каменноугольными породами. В разрезах синийских и палеозойских отложений принимают участие довольно мощные толщи карбонатных пород, занимающие ограниченные площади. Карстуются известняки и мраморы синия, силура и в меньшей степени кембрия, девона и нижнего карбона, площадь которых достигает 15 тыс. км². Карстовые воды чаще всего наблюдаются в речных долинах и на прилегающих участках междуречий.

В *Катуиском карстовом районе* площадью 6 тыс. км² развиты трещиноватые мраморизированные закарстованные известняки верхнего синия и кембрия, отличающиеся водообильностью. Карстовые родники наблюдаются в бассейнах рек Сарасы, Эликмонара, Акан, Усть-Убы и других. Они приурочены обычно к зонам разломов и контактам с некарстующимися породами. Дебит родников до 30—50, реже 100 л/сек и более. Воды гидрокарбонатно-кальцевой гидрохимической фации с минерализацией 0,2—0,4 г/л (С. Г. Бейром и др., 1961, 1966). Сарасинские источники (И. П. Комаров, 1935) питаются поверхностными водами, поглощаемыми на более высоких отметках «провальной ямой». Расход водотока примерно равен дебиту источников; газовый состав его (в % : N₂ и благородные газы — 86,5, O₂—12,6, CO₂ — 0,9) подтверждает наличие связи между водотоком и источниками.

Баратальский карстовый район площадью 1200 км² характеризуется развитием верхнесинийских карбонатных отложений. По р. Кадрину имеются карстовые родники с дебитом до 160 л/сек (С. Г. Бейром, В. С. Кусковский, 1966).

В *Ануйском карстовом районе* площадью около 1500 км² карстуются известняки силура и в меньшей степени девона. В долине р. Ануя имеются многочисленные периодически действующие и постоянные карстовые родники, приуроченные в основном к зонам разломов и контактов. В бассейне р. Ануя мощность зоны вертикальной нисходящей циркуляции до 250—300 м (К. П. Черняева, 1961).

Усть-Канский карстовый район, в бассейне верхнего течения р. Чарыша, имеет площадь 11000 км². Карстуются в основном известняки силура. Климат района засушливый, и немногочисленные карстовые источники характеризуются незначительными дебитами.

В *Яломано-Чуйском карстовом районе* площадью 1200 км² закарстованы в основном силурийские известняки, выходящие на поверхность отдельными массивами. В верховьях р. Б. Яломана встречаются крупные карстовые источники.

¹Раздел написан при участии В. П. Костарева.

Чарышский карстовый район площадью 2000 км² приурочен к Чагырскому синклинию. В ядрах синклиналей здесь наблюдаются дислоцированные карбонатные отложения лудловского яруса силура. Восточнее по р. Чарышу развиты очень чистые мраморизированные известняки чагырской свиты верхнего силура мощностью 400—500 м. В долинах рек часто развиты периодически действующие и постоянные родники. В среднем течении р. Чарыша насчитывается более 30 постоянных источников. Дебиты двух родников у с. Усть-Чагырки 34,5 и 85 л/сек. Воды источников пресные, гидрокарбонатно-кальциевые. В бассейне Чарыша известны и восходящие родники. В районе Ново-Чагырского рудника в известняках силура водоносные карстовые полости вскрыты на глубине 40—50 м ниже русла р. Чарыша (К. П. Черняева, 1961).

Рудный Алтай, расположенный на юго-западных склонах Алтайских гор до долины р. Иртыша, характеризуется развитием трещинно-карстовых вод орловской (средний девон), бухтарминской (верхний турне С₁) и улыбинской (визе) свит. Карбонатные отложения развиты главным образом между Усть-Каменогорском и Зыряновском. Они связаны с мульдами, сложенными известняками, мергелями и известковистыми песчаниками, залегающими чаще всего на глубине 15—70 м. Мощность обводненной зоны 50—130 м. Воды гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации с минерализацией 0,16—0,55 г/л. Дебиты родников 3—25 л/сек, а в отдельных случаях достигают 50—60 л/сек. Светлый ключ, вытекающий северо-западнее устья Бухтармы, имеет расход более 100 л/сек. Оптимальный модуль подземного стока карбонатных отложений 10 л/сек/км², в то время как для трещинных вод эффузивно-осадочной толщи он равен 3. Градиент минерализации карстовых вод в среднем 420 мг на 100 м. По мере насыщения карстовых вод он уменьшается.

Длина пути миграции, км	Прирост минерализации, мг/л	Темп роста минерализации, мг/л на 100 м
0—0,3	270—30=240	80
0,3—1	420—240=180	26
1—2	570—420=150	15

С ростом минерализации падает растворяющая способность подземных вод. Градиент минерализации наиболее значителен в зоне вертикальной нисходящей циркуляции и в начале зоны горизонтальной циркуляции, где атмосферные осадки наиболее агрессивны (А. В. Солнцев, 1968). Сопоставление градиентов минерализации (выщелачивания) показывает, что на Рудном Алтае они выражаются тем же порядком цифр, что и в Крыму (С. В. Альбов, В. Н. Дублянский, 1964).

Основы карстования

В Крыму на первых 100 м наблюдается прирост HCO_3 и Ca 160, а сухого остатка 127 мг/100 м. Далее вглубь карбонатной толщи gradient увеличивается для HCO_3 на 11,3 и Ca 8 мг/100 м или всего около 20 мг/100 м. На 200 м это дает 180 или 90 мг/100 м. При таком же увеличении на следующих 100 м он составит 200 мг на 300 м или 66 мг на 100 м. На Алтае же на первых 300 м gradient минерализации 80 мг/100 м. Необходимо при этом учитывать, что в Крыму gradient подсчитан по вертикали, а на Рудном Алтае не только по вертикали, но и по горизонтали.

Хингано-Буреинская складчатая область. На территории хребтов Буреинского, Малого Хингана и других известны трещинно-карстовые воды. На Малом Хингане они приурочены к кембрийским и верхнепротерозойским отложениям. Лондоковская свита (кембрий) сложена известняками мощностью до 1000 л, протягивающимися на многие десятки километров в пределах северного и южного Малого Хингана. Верхнепротерозойская мурандавская свита мощностью до 700 м, сложенная доломитами, выходит на поверхность в южной части Малого Хингана.

В южной части Малого Хингана при пересечении полосы развития мурандавских доломитов наблюдается исчезновение речки Столбухи (притока р. Самары). К этим же породам приурочены выходы сильно водообильных карстовых источников в районе д. Столбовой с характерной пульсацией воздуха. Карстовый источник Мельничный на юге Малого Хингана приурочен к лондоковским известнякам. На воде этого источника работала мельница, существовавшая несколько десятилетий.

С лондоковскими известняками связаны многочисленные выходы водообильных источников на севере Малого Хингана (ключи Мраморный, Поселковый, Известковый и др.). Режим дебита источников не всегда постоянен и зависит от времени года. Летом источники более водообильны, зимой, как правило, дебит их снижается. Большое число источников из лондоковских известняков выходит в долине р. Кабалы, в верховьях р. Биджан. На Малом Хингане в районе оз. Теплого дебит источников, вытекающих из закарстованных известняков, достигает $1 \text{ м}^3/\text{сек}$, а в бассейне р. Биджан известны источники с суммарным дебитом $0,4\text{—}2 \text{ м}^3/\text{сек}$. В районе ст. Известковая дебит родников до $30\text{—}65 \text{ л}/\text{сек}$, а в районе ст. Ерофей Павлович — $5,6\text{—}14,5 \text{ л}/\text{сек}$ (Б. И. Бурдэ, 1961; Гидрогеолог. карта, 1961).

На одном из карстовых источников, расположенном на севере Малого Хингана, более пяти лет велись наблюдения за температурой воды. В это же время замерялась и температура поверхностных вод, расположенных вблизи источника. Результаты наблюдений сведены в таблицу (стр. 147).

Из таблицы видно, что карстовый источник отличается довольно низкой устойчивой температурой в течение всего года. Температура воды карстовых источников в других частях Малого Хингана выше и иногда доходит до $9\text{—}11^\circ$. Минерализация карстовых источников

Годы наблюдений	Температура в карстовых источниках		Температура воды в реке		Температура воздуха	
	средне-годовая	амплитуда годовая	средне-годовая	амплитуда годовая	средне-годовая	амплитуда годовая
1954	4,3	0,4	6	20,6	+0,4	42
1955	4,3	0,4	5	25,5	—	—

не превышает 170 мг/л, воды гидрокарбонатно-кальциевые.

Скважины, пробуренные на воду в лондоковских известняках и мурандавских доломитах, вскрыли трещинно-карстовые воды со значительными дебитами (Н. М. Богатков, 1957, 1961).

В **Зейском бассейне**, расположенном между Даурской и Хингано-Буреинской складчатыми областями, протерозойские известняки дают карстовые источники. Пробуренные в карстовых воронках скважины глубиной до 100 м вскрыли воды с минерализацией 100—200 мг/л (Н. М. Богатков, 1961).

Сихотэ-Алинская складчатая область. Трещинно-карстовые воды палеозойских известняков имеют ограниченное распространение. Они используются для водоснабжения некоторых населенных пунктов. В Спасском районе дебит скважин 7—15 л/сек, удельный дебит — 2—5 л/сек (Гидрогеол. карта, 1961). В пределах Сихотэ-Алинской складчатой области находится Приханкайский сложный артезианский бассейн (В. Н. Кладовщиков, 1965), где выделено свыше двадцати малых бассейнов. Здесь в палеозойских известняках, имеющих ограниченное распространение, известны трещинно-карстовые воды, причем дебиты отдельных скважин составляют до 50 л/сек.

Некоторые особенности карстовых вод СССР

Приведенные сведения о карстовых, трещинно-карстовых и трещинно-карстово-пластовых водах СССР, которые мы для краткости будем называть карстовыми, взяты главным образом из сводных работ и не претендуют на полноту, особенно для азиатской части нашей страны. Однако и в таком виде они дают общее представление о распространении и некоторых особенностях этого типа вод в карбонатных отложениях и, в меньшей степени, в гипсах и особенно солях. Кратко это может быть сформулировано следующим образом.

1. В СССР карстовые, трещинно-карстово-пластовые воды установлены в карбонатных толщах докембрия, кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, перми, триаса, юры, мела, палеогена и неогена.

2. Трещинно-карстовые воды в карбонатных породах докембрия (протерозоя и более древних) установлены в складчатых областях: Саяно-Енисейской, Байкальской, Уральской, Тянь-Шаньской, Алтайской, Хингано-Буреинской, Карпатской. Малую роль они играют в Украинской складчатой области (см. рис. 20).

Преобладают воды палеозойских отложений, особенно девона и карбона.

Меньшую роль играют карстовые воды мезозойских карбонатных отложений. В Восточно-Европейской артезианской области это воды писчего мела. В Каспийско-Черноморской и Арало-Каспийской артезианских областях водоносны юрские и меловые отложения. Мезозойские отложения (юра и мел) содержат карстовую воду в Карпатской, Крымской, Кавказской, Копетдагской, Южно-Таджикской складчатых областях и Ферганском межгорном артезианском бассейне. Малораспространенные в СССР триасовые карбонатные отложения содержат трещинно-карстовую воду в Кавказской и Памирской складчатых областях.

Палеогеновые карбонатные отложения водоносны в Дагестанском артезианском бассейне, Кавказской и Южно-Таджикской складчатых областях и Ферганском артезианском бассейне.

Маломощные слабозакарстованные неогеновые известняки содержат небольшие количества воды в Каспийско-Черноморской и Арало-Каспийской артезианских областях Керченско-Таманской и Копетдагской гидрогеологических складчатых областях.

СССР можно назвать страной преобладания карстовых вод палеозойских отложений. Наименьшую роль играют воды неогеновых и триасовых отложений (табл. 11).

3. Воды гипсового карста имеются в артезианских областях: Восточно-Европейской, Печорской, Арало-Каспийской, Восточно-Сибирской; в складчатых областях: Таймырской, Кавказской, Копетдагской, Южно-Таджикской, Памирской и Ферганском артезианском бассейне.

4. Воды соляного карста, характерные для синеклиз и предгорных прогибов, известны в артезианских областях: Восточно-Европейской, Печорской, Восточно-Сибирской; в складчатых областях: Карпатской, Кавказской, Южно-Таджикской и Убсанурской впадине.

5. Артезианские бассейны СССР с наличием карстовых вод принадлежат к трем поясам (Н. И. Толстихин, 1967 а, б): арктическому, бореальному и средиземноморскому.

К арктическому циркумполярному поясу относятся Печорская и Хатангская артезианские области.

Бореальный пояс артезианских бассейнов представлен артезианскими областями: Восточно-Европейской (Прибалтийский, Московский, Северо-Двинский, Волго-Камский, Сурско-Хоперский, Днепровско-Донецкий, Львовский, Северо-Прикаспийский бассейны)

**Стратиграфическое распределение карбонатных коллекторов
подземных вод СССР**
(Г. А. Максимович, 1969)

Артезианские области и бассейны	Возраст водоносных отложений	Гидрогеологические складчатые области и структуры	Возраст водоносных отложений
<i>Восточно-Европейская а. о.</i>		Украинская с. о.	PCm
		Алданская с. о.	Cm
Прибалтийский а. б.	O,S,D,P,Cr	<i>Саяно-Енисейская с.о.</i>	
Московский а. б.	O, D, C, P		
Северо-Двинский а. б.	C, P	Восточно-Саянская	PCm, Cm
Волго-Камский а. б.	D, C, P	Минусинский а. б.	D
Сурско-Хоперский а. б.	D, C, Cr	Енисейский	PCm, Cm
Донецко-Донской а. б.	C,(P), Cr	Кузнецкий Алатау	PCm, Cm
Днепровский а. б.	D, C, Cr	Кузнецкий а. б.	Cm, S, D, C
Львовский а. б.	S, D, C, J, Cr	Салаир	Cm, S,D
Северо-Прикаспийский а. б.	D, C, P, Cr	<i>Байкальская с.о.</i>	
<i>Каспийске-Черноморская а. о.</i>		Байкало-Патомская	PCm PCm,
		Даурская	Pz
Причерноморский а. б.	Pz, Cr, N	Джугджуро-Становая с. о.	S, D
Азово-Кубанский а. б.	N	Донецкая с. о.	C, P, Cr
Терско-Кумский а. б.	J, Cr	<i>Тимано-Уральская с.о.</i>	
Дагестанский а. б.	J, Cr, Pg		
<i>Арало-Каспийская а. о.</i>		Тиман	S, D, C, P
		Урал	PCm, O, S, D, C, P
Устюрт-Мангышлак	N	Центрально-	D, C
Горный Мангышлак, Б. Балхан	Cr	Казахстанская с. о.	
<i>Восточно-Сибирская а. о.</i>		Туруханская с. о.	Cm, S, D, C
		Хантайский район	
Хатангский а. б.	C-M	Таймырская с. о.	Pz
Котуйский а. б.	Cm, O, S-M	Колымская с. о.	O, S, D, P
Оленекский а. б.	Cm, O, S-M	Карпатская с. о.	PCm, Pz, J
Тунгусский а. б.	Cm, O, S	Крымская с. о.	J, Cr
Якутский а. б.	Cm, O, S, D	Керченско-Таманская о.	N
Ангара-Ленский а. б.	Cm, O		

Окончание табл. 11

Артезианские области и бассейны	Возраст водоносных отложений	Гидрогеологические складчатые области и структуры	Возраст водоносных отложений
		<i>Кавказская сложная с.о.</i>	
		Большекавказская	Pz, T, J, Cr, Pg
		Малокавказская	P, T, J, Cr, Pg
		Копетдагская с. о.	J, Cr, N
		Южно-Таджикская с. о.	J, Cr, Pg
		Памирская с. о.	S, D, Pz, T, J
		Алайская с. о.	Cm, S, D, C
		Ферганский а. б.	Cr, Pg
		<i>Тянь-Шаньская с. о.</i>	
		Каратау	Pz
		Киргизский хр.	PCm, C
		Таласский Алатау	C
		Алтайская с. о.	PCm, Cm, S, D, C
		Хингано-Буреинская с. о.	PCm, Cm
		Сихотэ-Алинская с. о.	Pz

Обозначения: а. о. — артезианская область;

а. б. — артезианский бассейн;

с. о. — складчатая область;

м — замороженные водоносные горизонты и комплексы.

и Восточно-Сибирской (Оленекский, Котуйский, Тунгусский, Якутский, Ангара-Ленский бассейны).

К средиземноморскому поясу артезианских бассейнов относятся артезианские области: Каспийско-Черноморская (Причерноморский, Азово-Кубанский, Терско-Кумский, Дагестанский бассейны) и Арало-Каспийская.

Наложение климатических поясов на пояса артезианских бассейнов отражается на условиях питания и формирования, газовом составе и температуре вод, на водообмене и теплообмене артезианских бассейнов разных поясов (Н. И. Толстихин, 1967 а). В пределах этих гидрогеологических поясов можно выделить провинции и области артезианских бассейнов разного заложения и истории, которые отличаются по воздействию на них климатических факторов и по гидрогеологическим условиям. Как подчеркивает Н. И. Толстихин, воздействие климата не ограничивается сферой грунтовых вод, а проникает в глубокие зоны артезианских бассейнов, распространяясь на километры.

Каждый пояс имеет некоторые общие черты, отличающие его артезианские бассейны от бассейнов других поясов. Арктический пояс в СССР представлен двумя открытыми артезианскими бассейнами: Печорским и Хатангским, которые слабо изучены гидрогеологически, особенно второй. Они находятся в мерзлой зоне литосферы. Криогенез создает специфические условия, сформулированные Н. И. Толстихиным (1967 б). В Хатангском бассейне под мерзлой зоной имеется зона соленых вод в жидкой фазе с отрицательной температурой.

Артезианские бассейны бореального пояса отличаются большими размерами, значительным развитием пресных вод, обладающих низкими температурами. Рост температуры происходит с глубиной, причем в зоне геологического типа водообмена соленые воды и рассолы могут быть горячими.

Средиземноморский пояс отличается многочисленными артезианскими бассейнами, размеры которых меньше, чем в бореальном. Мощность и площадь зоны пресных вод в аридных провинциях также меньше. Преобладают замкнутые бассейны, в которых широко развиты мезозойские и кайнозойские водоносные горизонты.

Как уже указывалось, карбонатные отложения кайнозоя отличаются малой мощностью. В приповерхностных водоносных горизонтах температура более высокая, чем в бореальном поясе.

6. В СССР карстовые бассейны развиты в артезианских и гидрогеологических складчатых областях. В артезианских бассейнах на периферии в области поглощения имеются моноклинальные карстовые бассейны, а на положительных структурах — внутренние. Примером последней может служить карстовый бассейн Уфимского плато.

Весьма многочисленны карстовые бассейны складчатых областей. В Украинской докембрийской складчатой области это Саксаганский площадью 9 км^2 . Несколько карстовых бассейнов известно в Уральской складчатой области на восточном склоне Урала. Карстовые бассейны имеются в Саяно-Енисейской, Алданской, Байкальской, Тянь-Шаньской, Кавказской и других складчатых областях. Характеристика их была дана в главах I и II.

7. Карстовые родники обладают различными дебитами. Отличительной особенностью карстовых областей являются источники вклюдского типа 1 и 2 классов с расходом более 1 м^3 . Ранее (т. I, стр. 388—389) были приведены дебиты некоторых крупных карстовых родников СССР. В настоящей главе список вклюдских источников несколько дополнен.

Родники-гиганты и исполины с дебитом около $1 \text{ м}^3/\text{сек}$ и более известны в Волго-Камском артезианском бассейне (Уфимский карстовый бассейн: Красный Ключ — $12\text{—}15 \text{ м}^3/\text{сек}$, Ключевская группа — около $1,5 \text{ м}^3/\text{сек}$ и др.); в складчатых областях: Уральской (Девий-Ветлан — $2,7 \text{ м}^3/\text{сек}$, Меленки — $0,95 \text{ м}^3/\text{сек}$ и другие), Крымской (Карасу-Баши — до $1,5 \text{ м}^3/\text{сек}$), Кавказской (Церик-Кель — от $0,9$ до $8 \text{ м}^3/\text{сек}$, Репруа — до $8 \text{ м}^3/\text{сек}$, Голубое озеро —

Таблица 12

**Дебиты родников (и скважин) из карбонатных и сульфатных
закарстованных отложений**

Артезианские области и бассейны	Макс. дебит родников, л/сек	Классы дебитов	Гидрогеологические складчатые области и структуры	Макс. дебит родников, л/сек	Классы дебитов
<i>Восточно-Европейская а. о.</i>			Алданская с. о.	300 См	3-5
Прибалтийский а. б.	100 СГ ₂	4—6	Саяно-Енисейская с. о.		
Московский а. б.	250 D ₃	3—6	Восточно-Саянская	300 D	3-5
Северо-Двинский а. б.	600 С	3—6	Минусинский а. б.	15 D	4-6
Волго-Камский а. б.	15000 Р ₁	1—6	Енисейский	100 Рт	4-6
			Кузнецкий Алатау	10	5, 6
Сурско-Хоперский а. б.		5, 6	Кузнецкий а. б.	27 С	4-6
Донецко-Донской а. б.	30 СГ ₂	4—6	Салаир	70 См ₁	4-6
Днепровский а. б.	30 СГ ₂	4—6	<i>Байкальская с. о.</i>		
Львовский а. б.	130 СГ ₂	3—6	Байкало-Патомская	100 Рт	4-6
Северо-Прикаспийский а. б.	40 Р	4—8	Джугджуро-Становая с.о.	30	4-6
<i>Каспийско-Черноморская а. о.</i>			Донецкая с. о.	170 С	3-6
			Тимано-Уральская с. о.		
Причерноморский а. б.	40 N	4—8	Тиман	<u>10</u> С	
Азово-Кубанский а. б.	<u>10</u> N	6—8	Урал	950 O	3-6
Терско-Кумский а. б.	<u>7</u> СГ ₂		Центрально-Казахстанская с. о.	140 D-C	3-8
Дагестанский а. б.	800 J-Cr		Туруханская с. о.		4-6
<i>Арал - Каспийская а. о.</i>			Хантатский район	20 D	4-6
Устюрт-Мангышлак		6—8	Карпатская с. о.		6, 7
Горный Мангышлак, Б. Балхан		6—8	Крымская с. о.	1500 J	2-6
			Керченско-Таманская о.		6-8
<i>Восточно-Сибирская а. о.</i>			<i>Кавказская сложная с. о</i>		
Якутский а. б.	600 См	3—7	Большекавказская	8000 J	2-6
Ангара-Ленский а. б.	16 См ₁	4—7	Малокавказская	10	5, 6
			Копетдагская с. о.	100 Cr ₁	4-8
			Южно-Таджикская с. о.	1000 J	3-6
			Памирская с. о.		3-6
			Алайская с. о.	1400S-D	2-6
			Ферганский а. б.		5-8

Окончание табл. 12

Артезианские области и бассейны	Макс. дебит родников, л/сек	Классы дебитов	Гидрогеологические складчатые области и структуры	Макс. дебит родников, л/сек	Классы дебитов
			<i>Тянь-Шаньская с. о.</i>		
			Каратау	500 С	3-6
			Киргизский хр.	83 С	4-6
			Таласский Алатау	15000 С	1-6
			Алтайская с. о.	85 S	4-6
			Хингано-Буреинская с. о.	2000 См	2-6
			Сихотэ-Алинская с. о.	15 Pz	

Примечание. Подчеркнуты дебиты скважин.

2—3 м³/сек и другие). Тянь-Шаньской (Кельте-Машат — 5 м³/сек, Балыкчи — до 15 м³/сек), Хингано-Буреинской (оз. Теплое — до 1 м³/сек, б. р. Биджан — 0,4—2 м³/сек), Алданской (р. Талая — 3 родника до 3 м³/сек) и других. Данные о дебитах родников из карбонатных и сульфатных отложений приведены в табл. 12.

КРАТКИЕ ДАННЫЕ О КАРСТОВЫХ И ТРЕЩИННО-КАРСТОВЫХ ВОДАХ НЕКОТОРЫХ ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН

В настоящем разделе мы ограничимся рассмотрением бассейнов карстовых вод Болгарии, находящихся в средиземноморском поясе. Н. Бояджиев (1964) опубликовал работу об этих бассейнах. Данные эти приведены в таблице 13. На площади 15778,5 км² им указываются 135 бассейнов; средняя площадь карстовых бассейнов 117 км². Наибольший бассейн имеет площадь карстующихся пород 3682, а наименьший — всего 0,6 км². Данные о карстовых бассейнах Болгарии позволили автору предложить десятичную морфометрическую классификацию карстовых и артезианских бассейнов (см. табл. 2). Карстовые бассейны Болгарии относятся к следующим классам:

Класс	4	5	6	7	8
Площадь, км ²	> 1000	1000—100	100—10	10—1	> 1
Количество бассейнов	4	23	61	43	3

Местонахождение их показано на схематической карте (рис. 21).

Приведенные в таблице 13 данные позволили автору подсчитать соотношение различных стратиграфических водоносных комплексов.

Таблица 13

Карстовые бассейны Болгарии
(по Н. Бояджиеву, 1964 и другим источникам)

№ по схеме	Название	Возраст карстующ. пород	Тип бассейна ¹	Площадь, км ²			Ср. модуль стока, м ³ /год/км ²	Крупнейшие карстовые источники; дебит, м ³ /сек
				Карстующ. пород	Водосб. некарст. пород	Общая водосб.		
1	Никольский	Cr ₂	Гориз.	150,1	-	150,1	32	
2	Бяла-Силистра	Cr ₁	К. б.	3682,0	-	3682,0	35	
3	Разградский	Cr ₁	А	1404,0	-	1404,0	46	
4	Вост. Добруджа	N ₁	К. б.	2728,0	-	2728,0	42	
5	Коларовградский	Cr ₂	С	35,2	-	35,2	48	
6	Девня	Cr ₁		342,0	-	342,0	39	Девенские 2,5-4
7	Долнокамчийский	Cr ₂	С	1160,0	-	1160,0	51	
8	Рабишский	-	-	5,0	33,5	38,2	200	
9	Белградчикский	T ₂ , J ₃	М	26,4	3,6	30,0	278	Бельский 0,12-0,25
10	Плешивецкий	-	-	4,1	14,4	18,5	197	
11	Белотинский	-	-	3,2	57,2	60,4	217	
12	Салашский	T ₂ , J ₃ , Cr ₁	С	176,2	366,4	542,6	450	Михайловград 0,45
13	Балювица	Cr ₁	М	0,6	-	0,6	197	
14	Рашковци	-		0,9	-	0,9	197	
15	Черкасский	Cr ₁	М	1,6	28,4	30,0	237	<div> <div>Бистрец 0,9</div> <div>Лудото езеро 1,55</div> <div>Езеро до 2</div> </div>
16	Пестринский	Cr ₁ , J ₃	А	61,6	154,0	215,6	148	
17	Понор	T ₂ , J ₃	С	270,0	52,5	322,5	543	
18	Враца	T ₂ , J ₃ , Cr ₁	К. б.	222,0	5038,2	5260,2	-	

19	2			72,5	47,5	120,0	126	
20	Каменное поле	Cr ₂	С	373,5	5085,1	5458,6	-	Каменное поле 0,04
21	Кремиковский	T ₂ (J ₃) ³	М	1,9	11,8	13,7	100	
22	2			13,4	2,4	15,8	376	
23	Лютый дол	Cr ₁ (Cr ₂)	М	23,8	34,8	58,6	257	
24	Етрополе-юг	T ₂	А	14,0	42,0	56,0	536	Етрополе 0,2
25	Етрополе-запад	T ₂	М	6,8	-	6,8	433	Етрополе 0,15
26	Етрополе-восток	T ₂	М	7,8	152,6	160,4	560	Байрамов 0,27
27	Черный Осым	T ₂	М	44,6	45,4	90,0	673	Черный Осым 0,5 Габарево 1
28	Горный Вит	J ₃	М, С	7,0	298,6	305,6	620	
29	Златна Панега	J ₃	А, С	149,8	314,6	464,4	370	Глава Панега 1,4-3
30	Борима	-		4,5	-	4,5	260	
31	Луковитский	Cr ₂	С	468,5	1520,3	1988,8	-	
32	Ловеч	Cr ₁	К. б.	47,6	907,0	954,6	380	
33	Брястовский	Cr ₁	С	70,4	4,8	75,2	149	
34	Деветашский	Cr ₁	С	134,2	-	134,2	116	
35	Шипка	T ₂	М к.б.	120,3	73,4	193,7	421	
36	Габрово	Cr ₂ , Pg	С	140,5	414,0	554,5	380	
37	Стражинский	Cr ₁	С	37,6	362,8	400,4	310	
38	Тырново	Cr ₁	С, А	328,2	2272,4	2600,6	-	
39	2			4,8	-	4,8	126	
40	Твырдица	T ₂	С	45,6	30,4	76,0	432	
41	Голямо Шивачево	T ₂	М	4,6	216,0	220,6	250	Голямо Шивачево до 0,25

№ по схеме	Название	Возраст карстующ. пород	Тип бассейна ¹	Площадь, км ²			Ср. модуль стока, м ³ /год/км ²	Крупнейшие карстовые источники; дебит, м ³ /сек
				Карстующ. пород	Водосб. некарст. пород	Общая водосб.		
42	Бинкос	T ₂	К.б.	14,2	220,6	234,8	231	
43	2		-	13,2	90,8	104,0	426	
44	Мечево	Cr ₁	М	104,0	-	104,0	162	
45	2			10,2	46,4	56,6	308	
46	Сливен-северо-запад	T ₂	М	8,4	28,8	37,2	248	
47	Сливен-север	T ₂	М	13,3	1,2	14,5	278	
48	Котел	Cr ₂	М	99,6	15,2	114,8	-	Котел >0,1
49	Омуртаг	Cr ₁	А	25,3	-	25,3	184	
50	Преслав	Cr ₁	А	193,6	972,8	1166,4	-	
51	2			30,0	747,4	777,5	226	
52	Туден			110,0	82,5	192,5	163	
53	Опицвет	J ₃ , T ₂	М	145,0	35,0	180,0	190	
54	Несла	J ₃	С	8,2	10,8	19,0	210	
55	Табан	J ₃	С	8,5	44,8	53,3	210	
56	Радуловский	J ₃	С	20,1	24,0	44,1	210	
57	Жребино	-		9,1	-	9,1	142	
58	Сливницкий	J ₃	А	3,6	4,4	8,0	144	
59	Байлово	T ₂	М	10,4	-	10,4	101	
60	Макоцево	T ₂	М	4,8	-	4,8	77	
61	Буново	T ₂	М	1,6	-	1,6	257	

62	Бенковский	T ₂	М	12,0	625,0	637,0	272	
63	Смолский	T ₂	М	3,7	4,8	8,5	94	
64	Голема Раковица- восток	T ₂	М	13,4	51,6	65,0	197	
65	Пестрово	T ₂	М	2,4	42,8	45,2	128	
66	Острая Могила	T ₂	М	21,2	71,6	92,8	137	
67	Змеево	T ₂	М	19,8	17,6	37,4	98	
68	Кортен	T ₂	2 к. зоны	0,6	-	0,6	86	
69	Струпец	T ₂	-	1,4	-	1,4	94	
70	Болярино	Pg ₂	А	8,4	-	8,4	36	Чирпанбунар 0,08 Сатмата 0,01
71	Оризово	Pg ₂	А	39,2	507,5	546,7	93	
72	Чирпан	Pg ₂	М	230,0	-	230,0	-	Халкабунар 1,2 Скобелевский 1,0
73	2			82,5	54,5	137,0	46	
74	Тополовград	T ₂	С	130,0	292,5	422,5	180	
75	Слидун	-	-	30,0	97,5	127,5	114	
76	Жребино	T ₂	А	2,8	-	2,8	60	
77	Стефан Карадисово	-		1,1	2,5	3,6	187	
78	Камен врех	T ₂ , J ₃	К. б.	1,3	-	1,3	187	
79	Борисово	T ₂ , J ₃	К. б.	4,5	32,0	36,5	155	
80	Каменец	J ₃	К. б.	3,9	15,7	19,6	155	
81	Странджа	J ₃	С	123,2	634,8	758,0	-	
82	Пипел	J ₃	М	1,2	-	1,2	299	
83	2			40,0	429,6	469,6	253	
84	Горная Секирна	J ₃	С	24,4	24,8	49,2	278	
85	Елов дол	T ₂	А	12,0	30,4	42,4	238	
86	Босняк	T ₂	М	23,2	30,0	53,2	237	

№ по схеме	Название	Возраст карстующ. пород	Тип бассейна ¹	Площадь, км ²			Ср. модуль стока, м ³ /год/км ²	Крупнейшие карстовые источники; дебит, м ³ /сек
				Карстующ. пород	Водосб. некарст. пород	Общая водосб.		
87	Голо Бырдо	T ₂ (T ₃)	A	135,0	-	135,0	130	
88	2			15,2	-	15,2	126	
89	Извор	T ₂	M	7,2	-	7,2	174	
90	Земен	T ₂	К. б.	22,5	29,2	51,7	-	Р. Струма 0,25-0,3
91	Рыждавицкий	T ₂	C	53,7	58,4	112,1	-	Рыждавица 0,05
92	Горное Уйно			32,1	30,2	62,3	-	
93	Мырводол	T ₂	C	12,0	-	12,0	115	
94	Ваксево	T ₂	C	11,8	170	181,8	300	
95	Цырваришский	T ₂	C	8,0	120,0	128,0	390	
96	2			12,0	60,0	72,0	221	
97	Влахина	T ₂	C	18,2	28,8	47,0	337	
98	Разлог	Pz ⁴	M	44,0	1,8	45,8	842	Язо 1-2 Изток 0,0-1,5
99	Банско	Pz	К. б.	5,6	19,6	25,2	990	
100	Плоский	Pz	M	14,0	14,5	28,5	610	
101	Гоце Делчев	Pz	A	144,8	129,2	274,0	400	
102	Осеново	Pz	M	56,4	20,0	76,4	204	
103	Слащен	Pz	-	8,4	-	8,4	66	
104	Велинград	Pz	A, C	39,9	94,4	134,4	472	{ Топлика 0,15 Мокрая пещ. 0,15 Клептуза 0,3-0,9

105	Беден	Pz	М	240,0	334,6	574,6	461	
106	Михалково	Pz	М	13,1	1115,6	1128,7	414	Група ист. 0,4
107	Райково	Pz	А	76	374,0	450,0	550	Бралата 0,25 Райково 0,12
108	Устово	Pz	А	2,0	403,0	405,0	551	
109	Левочево	Pz	К. б.	9,4	3,9	13,3	657	Хубча 0,12-2,5
110	2			19,6	-	19,6	577	
111	2			26,0	17,6	43,6	410	
112	Пещера-юг	Pz	М	7,6	125,6	133,2	151	
113	Пещера-север	Pz	С	11,2	-	11,2	153	
114	Белово	Pz	М	41,2	896,8	938,0		Белово 0,04-0,12
115	Триводици	Pz	М	44,8	-	44,8	72	Триводици (3 родника) 0,85-1,4
116	Кричим	Pz	А	13,0	1536,6	1549,6	102	
117	Перушицкий	Pz	М	26,8	17,6	44,4	100	Перушица 0,02
118	Куклен	Pz	М	40,0	12,9	52,9	150	
119	Асеновград	Pz	М	296,8	465,6	762,4	-	
120	Избеглий	Pg ₂	А	10,7	115,0	125,7	206	
121	Поповица			3,2	-	3,2	32	
122	Брягово	?	А	5,8	77,5	83,3	137	
123	Крепостъ	J ₁	С	20,2	320,0	340,2	201	
124	Хасково	Pg ₂	А	8,7	20,0	28,7	197	
125	2			13,5	-	13,5	318	
126	Кырджали	Pz	С	13,3	38,4	51,7	357	
127	Кырджали	Pz	С	5,2	-	5,2	357	
128	2			16,5	54,5	71,0	560	
129	Неделино	Pz	М	35,0	10,0	45,0	629	

№ по схеме	Название	Возраст карстующ. пород	Тип бассейна ¹	Площадь, км ²			Ср. модуль стока, м ³ /год/км ²	Крупнейшие карстовые источники; дебит, м ³ /сек
				Карстующ. пород	Водосб. некарст. пород	Общая водосб.		
130	Мадан	Pz	М	0,04	-	-	-	
131	2			8,7	27,2	35,9	432	
132	2			18,7	537,5	556,2	523	
133	Орешари	Pg ₂	С	6,1	4450,0	4456,1	476	
134	2			6,8	65,2	72,0	560	
135	Гугутка	Pz	С	37,5	385,4	422,9	574	
	Всего			15778,5	36559,0	52337,5		

1. С — Синклинальный, А — Антиклинальный, М — Моноклинальный склон.
2. Недостаточно исследованные районы, для которых известна только площадь и нет описания.
3. В скобках указан возраст карбонатных отложений, играющих небольшую роль.
4. Мраморы Родоп, Рилы показаны как палеозойские. По последним данным они протерозойские.

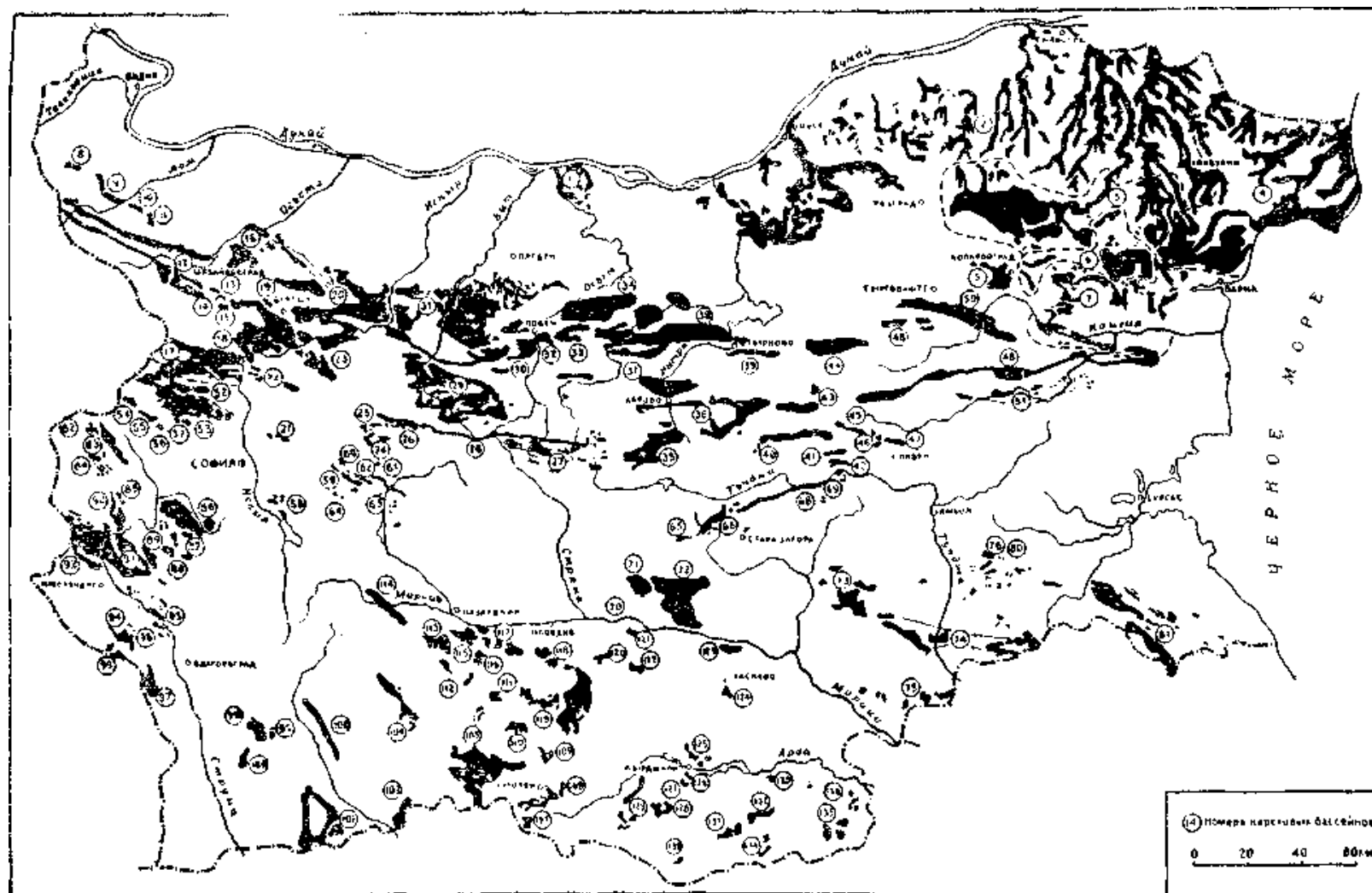


Рис. 21. Карстовые бассейны Болгарии по Н. Бояджиеву (1964).
Данные о бассейнах приведены в таблице 13.

Площади водоносных карбонатных карстующихся пород Болгарии.

Геологический возраст	Количество карстовых бассейнов	Их площадь, км	%
Неоген	1	2728	19,1
Палеоген	6	303,1	
Мел	21	8822,2	69,2
Юра	10	366,2	
Триас	32	795,3	
Мезозой нерасчлененный	11	924,8	
Докембрий	25	1226,04	7,8
Неустановленного возраста	29	612,6	3,9
	135	15778,24	100

Закарстованные мезокайнозойские отложения составляют всей площади карбонатных отложений Болгарии.

В средиземноморском поясе находятся и малые карстовые бассейны района Парнас—Гиона в Греции. Здесь на площади 214 км^2 установлены 88 бассейнов. В среднем площадь их еще меньше, чем в Болгарии, и составляет всего $2,4 \text{ км}^2$ (Д. Ж. Бурдон, Н. Папакис, 1962). Ранее в главе I мы приводили примеры двух карстовых бассейнов этого же пояса. Это Фумайоло в верховьях р. Тибра (Италия) площадью 13 км^2 и Воклюз (1650 км^2) на юге Франции. Все это, за исключением района Добруджи в Болгарии, карстовые бассейны складчатых горных областей.

В Северной Африке в Оранской Месете к синклинали Высокая Мулуя приурочены три артезианских бассейна: Верхней, Средней и Нижней Мулуи.

Артезианский бассейн Верхней Мулуи имеет площадь около 2700 км^2 . Цоколем являются известняки и доломиты нижней и средней юры. Бассейн сложен меловыми, третичными и четвертичными отложениями. Меловые породы представлены водоупорными мергелями сеномана и лежащими выше водоносными известняками турона. Этот водоносный горизонт недостаточно изучен.

Артезианский бассейн Средней Мулуи площадью 2350 км^2 содержит два напорных водоносных горизонта в карбонатных отложениях средней юры и верхнего мела (турон). Последний менее водообилен. Среднеюрский водоносный горизонт по сбросу дает восходящие источники. Дебит родника Айн-Гиссар — 135 л/сек . В Северо-Западной Африке имеется еще ряд небольших артезианских бассейнов (Гидрогеология Марокко, 1955; А. И. Силин-Бекчурин, 1962).

В западном полушарии к средиземноморскому поясу артезианских бассейнов Н. И. Толстихин (1968) относит бассейны берегов Мексиканского залива, включая полуостров Флориду, островов Карибского моря,

бассейны Кубы и других Антильских островов. Карстовые бассейны имеются на полуострове Юкатан (гл. I).

Северный Вьетнам является примером территории, находящейся в *экваториальном поясе*. Северо-восточная часть его относится к юго-западной краевой части Южно-Китайской платформы, а западная — к юго-восточной оконечности Индосинийского складчатого пояса, представляющего центральную зону складчатой области Тетиса.

Территория Северного Вьетнама находится в области экваториального муссона. Среднегодовые температуры составляют 23—26°, наиболее теплого месяца — 26—30°, а наиболее холодного — 15—18°. Годовые суммы осадков составляют 1400—3000 мм. Основное их количество выпадает в сезон дождей. Северный Вьетнам находится в зоне развития процессов выщелачивания, которому способствует не только большое количество осадков, но и органическое вещество, а также деятельность микроорганизмов. Карбонатные и другие породы отмыты от хлоридов натрия, сульфатов кальция, и в состав преобладающих по весу трех компонентов уже входит кремнезем. Он находится в карстовых водах в виде кремниевой кислоты и коллоидов. Химические анализы карстовых вод из двух скважин в известняках показали минерализацию 336 и 496 мг/л и гидрокарбонатно-кальциево-кремнеземную гидрохимическую фацию.

Водоносный комплекс карбонатных пород палеозоя и триаса (Pz—T) на площади около 50 тыс. км² (т. I, стр. 144) приурочен в основном к средне- и верхнепалеозойским отложениям, в меньшей степени — к триасовым, и частично — к докембрийским. В известняках развит современный и древний карст, к полостям которого приурочены карстовые и трещинно-карстово-пластовые напорные воды. Глубина залегания карстовых вод различна. В районе Бак-бо она равна 4—5 и до 20—25 м и более. Дебит скважин — до 6—10 л/сек. Постоянных родников почти нет. В периоды дождей по склонам долин возникает небольшое число временных родников с различным дебитом. Эти эфемерные источники из известняков обычно возникают через 1—2 суток после начала и исчезают через 3—7 суток после прекращения ливня. Наиболее крупный эфемер в провинции Као-банг у подножья закарстованного известнякового массива имел в сильные дожди расход 0,7—0,9 м³/сек. После дождя количество воды быстро убывало и через 5—7 дней родник иссякал. Качество карстовых вод хорошее, минерализация 0,2—0,6 г/л. Воды, как указывалось выше, относятся к гидрокарбонатно-кальциево-кремнеземной гидрохимической фации (Нгуен Хунг, 1968).

В *южном поясе* артезианских бассейнов в *Австралии* известны большие карстовые бассейны 2-го класса: Юкла (Эйкла), Муррей и Баркли, находящиеся в аридных и полуаридных условиях (Е. Ш. Хиллс, 1955).

Открытый карстовый бассейн Юкла, находящийся в пределах равнины Налларбор, имеет площадь 191 тыс. км² (А. С. Розанов,

1967)¹. Он сложен плиоценовыми и миоценовыми отложениями. Карстовые воды залегают на глубине 90—610 м, имеют поперечный сток на юг, разгружаясь наземно и субмаринно на берегу Большого Австралийского залива (Г. А. Максимович, 1962). Поверхность равнины сложена миоценовыми закарстованными известняками. Дебит скважин до 11 л/сек. Воды ненапорные и используются для водоснабжения Трансконтинентальной железной дороги и водопоя скота. Благодаря аридным условиям, воды большей части бассейна характеризуются повышенной минерализацией. Только на площади около 12 тыс. км² они пригодны для водоснабжения (Е. Ш. Хиллс, 1955). На карте (А. С. Розанов, 1967) для бассейна Юкла обозначено, что качество карстовых вод для большей части территории не исследовано. Судя по гидрохимической зоне и аридным условиям, здесь преобладают сульфатные и хлоридные воды с минерализацией 3—10 г/л и более (Г. А. Максимович, 1955).

Бассейн Муррей (Мэррей) площадью 242 тыс. км² (Е. Ш. Хиллс, 1955; по А. С. Розанову, 1967—280 тыс. км²) распространен в штатах Ю. Австралия, Новый Ю. Уэльс, Виктория. Он сложен в основном палеогеновыми и неогеновыми отложениями. Основные водоносные горизонты — миоцен-эоценовые. Преобладают ненапорные. В штате Виктория под водоупорными плиоценовыми глинами карстово-пластовые воды приурочены к миоценовым известнякам. На карте (А. С. Розанов, 1967) часть бассейна заштрихована, как обладающая водами, пригодными для бытового водоснабжения. Для остальной большей части указано, что воды здесь используются только в отдельных районах. В терригенных угленосных отложениях, подстилающих миоценовые известняки, выявлены большие ресурсы вод, пригодных для хозяйственного использования.

Бассейн карстовых вод плато *Баркли* (Бэркли) площадью 142 тыс. км² эксплуатируется скважинами глубиной 45—122 м. Для водопоя скота пригодно 90% извлекаемой воды, а половина — для питья (А. С. Розанов, 1967). Плато сложено кембрийскими известняками, залегающими почти горизонтально, и представляет слабо всхолмленную саванну (Г. А. Максимович, 1962). Карстовые воды здесь пресные и солоноватые. Последние вероятно сульфатные и хлоридные.

В Большом Артезианском бассейне карбонатные отложения мезозоя (н. мел — в. юра), перми, девона-карбона восточного борта (прогиб Сурат), а также девона-карбона и кембрия-ордовика западного борта (В. Б. Оленин, 1968), возможно, содержат трещинно-карстово-пластовые воды. Карбонатные отложения известны также в олигоцен-миоценовых, девон-пермских отложениях бассейна Карнарвон (северная часть Западного артезианского бассейна) и в протерозойских, кембрий-ордовикских отложениях бассейна Амадеус.

В Африке в южном поясе карстовые воды аридной зоны имеются

¹ В литературе указываются различные цифры: 170, 180, 191 тыс. км².

на периферии артезианского бассейна Калахари, в бассейнах Газаленда и Мозамбикском (Г. А. Максимович, 1964).

На западном крыле артезианского бассейна Калахари находится карстовый бассейн Отави. Он сложен доломитами Отави системы Нама, относимой к верхнему протерозою. Мощность доломитов Отави 2,1—3 км. Литология этих доломитов следующая. В основании залегают массивные доломиты; выше — тонкие глинистые сланцы, плитчатые известняки и массивные доломиты, которые в верхней части имеют черный цвет. Кончается разрез известняками, черными кремнями и оолитовым известняком. В Каоковалде в нижней части доломитов имеется мощная песчаниковая пачка. Система Нама протягивается по западному крылу артезианского бассейна Калахари от р. Кунеке до р. Оранжевой и далее по южному крылу синеклизы Калахари. Карстовый бассейн Отави в Юго-Западной Африке — это типичная карстовая область с редкими водотоками и пещерами. В 20 км от Цумеба находится карстовое озеро Отжикото с площадью водного зеркала около 40000 м². Берега его круто опускаются под воду на глубину около 180 м. Другое карстовое озеро Гинасси находится около Оутджо. Многочисленные карстовые родники имеются даже в сухом северо-западном районе.

Карстовый бассейн Трансвааль находится на восточном крыле артезианского бассейна Калахари. Он сложен протерозойскими карбонатными отложениями системы Трансвааль. Доломитовая свита имеет мощность до 2100 м (Рюстенбург), в районе Лихтенбурга — около 1200 м, в районе Претории — 1000—1200 м. К югу мощность ее уменьшается до 500 и даже 200 м. В районе плато Кап отложения доломитовой свиты закарстованы. Многочисленные карстовые воронки поглощают атмосферные осадки. Восточнее Мафекинга находится карстовое озеро Вондергат. Доломитовая свита содержит значительные ресурсы карстовых вод, которые разгружаются в виде крупных источников. В Трансваале это Алайс у Претории, Стинкоппис (исток р. Магалис), Клеркскал (исток р. Муй), Турфонтейн, Герхардминнеброн с дебитом 0,6—0,75 м³/сек, выносящий в сутки 10—13 т растворенных веществ, истоки р. Мариико. В северной части Капской провинции карбонатная толща системы Трансвааль называется свитой Кемпбелл-Ранд. Источник Куруман на плато Кап имеет дебит 208 л/сек. Крупные ключи бьют у Грот-Влакфонтейна и Ботетелеца-Резерва. Доломитовая свита в районе плато Кап представляет антеклизу, переходящую в синклиналь Димотен, а на западе развита антиклиналь Маремане. В районе Бухвальдского лополита подстилающая карбонатная толща Трансвааля образует пологую овальную синклиналь с поперечником около 480 км (А. дю Тойт, 1957).

В Мозамбикском открытом артезианском бассейне на востоке Южной Африки, сложенном отложениями мела, третичными и четвертичными, на восток от нижнего течения р. Лимпопо среди прибрежной абразионной равнины наблюдается известняковое плато Газаленд высотой 200 м. Здесь выпадает около

500 мм осадков и в обстановке саванны широко развиты карстовые явления (Г. А. Максимович, 1964). Карстовый бассейн Газаленд содержит, вероятно, пресные воды повышенной минерализации.

Западно-Мадагаскарский сложный открытый артезианский бассейн находится на берегу Мозамбикского пролива. Он сложен отложениями юры, мела, палеогена и неогена, длина его 1500 км. Бассейн состоит из трех частей: северо-западной, западной и юго-западной.

В северо-западном бассейне карстовый район Анкарана длиной 25 км и шириной в среднем 8 км имеет площадь 200 км². Он сложен среднеюрскими известняками и имеет высоту от 100 до 300 м. Две небольшие речки, берущие начало вне карстового района, исчезают в известняках. Подземная карстовая река пересекает плато и вблизи долины р. Мананжеба выходит на поверхность. В сухой период расход карстового источника около 0,5 м³/сек.

Второй карстовый район Мажунга в 60 км от этого города в районе Андранобока находится в эоценовых известняках и известен пещерой Андранобока, изученной на протяжении 5,3 км. Через пещеру течет р. Декари. Небольшие карстовые районы, сложенные также эоценовыми известняками, имеются на севере Мадагаскара в районе Диего-Суарес. С известняками связаны обильные карстовые родники. В районе мыса Сент-Андре имеются плохо изученные карстовые плато Икахаво и Келифели, сложенные среднеюрскими известняками. Карстовые воды плато дренируются, давая родники с различными дебитами (J. de Saint-Ours, 1959).

В западном бассейне плато Бонго-Лава сложено закарстованными мезозойскими известняками мощностью более 200 м. Массив расчленен речными долинами на отдельные районы. Карстовые воды разгружаются в основном в долинах рек, имеющих широтное направление (Г. А. Максимович, 1964).

В юго-западном бассейне в верхне- и среднеэоценовых известняках известен карстовый бассейн Махафали. Ширина его от 25 до 65 км, длина более 200 км и площадь около 9 тыс. км². Высота плато около 100 м на западе и 350 м на востоке. Плато Махафали тянется от р. Фихеренана на севере до р. Менарандра на юге. Дойдя до плато, р. Линта пересекает его подземно. Каждый год поверхностное течение существует только несколько дней. Карстовые воды в эоценовых известняках, залегающих горизонтально (угол 1°), обладают поперечным стоком. Они разгружаются на запад в береговые четвертичные известняки. В районе Итамполо известны три субмаринных источника. Другая зона разгрузки — это долина транзитной реки Онилахи. На правом берегу и особенно в нижнем течении на левом берегу наблюдаются карстовые родники с расходом несколько м³/сек. Это обусловлено большой водосборной площадью. По западному краю плато Махафали развиты многочисленные карстовые шахты глубиной 30—40 м. В некоторых из них во влажные периоды можно наблюдать движение подземных вод (J. de Saint-Ours, 1959).

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Региональная гидрогеология карста еще ждет своего исследователя. Приведенные данные по СССР и фрагменты по другим странам показывают, что воды карстовых бассейнов, карстовых водоносных систем и трещинно-карстово-пластовые воды артезианских бассейнов и складчатых массивов широко развиты. Карстовые воды, так же как и трещинные супербассейнов в вулканогенных породах, характеризуются наиболее водообильными родниками. Только среди них встречаются источники 1 и 2 классов. В карстовых районах из карбонатных толщ вытекают целые реки. Некоторые наиболее крупные карстовые родники были указаны в настоящей главе и ранее (т. I, стр. 388—393). Огромные концентрации подземных вод в родниках воклюзского типа позволяют использовать их для водозаборов.

В карбонатных отложениях по составу водных мигрантов намечаются следующие основные типы обстановок водной миграции.

1. Кислая ($\text{pH} < 6,5 > 4$); типоморфные ионы: H^+ , анионы органических кислот.

2. Нейтральная или слабощелочная, гидрокарбонатно-кальциевая ($\text{pH} = 6,5—8,5$); типоморфные ионы: Ca^{2+} , HCO_3^- .

3. Нейтральная и слабощелочная, хлоридно-сульфатная ($\text{pH} = 7—8$); типоморфные ионы: Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} .

Кислый процесс протекает под влиянием кислых и слабокислых вод, реакция которых обусловлена наличием в них угольной кислоты и органических кислот гумусового ряда. Воды содержат кислород и обладают окислительными свойствами; $\text{pH} = 6,5—4$.

В классическом виде кислый процесс развит в водоносных горизонтах в районах с влажным, умеренным и жарким климатом в горных породах, не содержащих карбонатов кальция и магния, гипса, легкорастворимых солей. В карбонатных толщах, отмытых от более легкорастворимых солей, кислые воды обладают очень малой минерализацией, а в некарбонатных слабо-растворимых породах в минеральном остатке часто преобладает кремнезем. В этих условиях высокую минерализационную способность имеют одно- и двухвалентные катионы, кремнезем, частично титан и алюминий. Типоморфными элементами являются водородный ион и кремнезем (А. И. Перельман, 1965).

В карбонатных породах, более растворимых чем кремнезем, этот кислый процесс проявляется в новой модификации (табл. 14) — карбонатно-кремнеземной или гидрокарбонатно-силикатной.

Нейтральный карбонатный процесс наблюдается в карстовых водах районов влажного климата. Он связан с миграцией кислородных, гидрокарбонатно-кальциевых вод, обладающих невысокой минерализацией, и происходит в окислительной среде. В таких карстовых водах, кроме кальция, легко мигрируют стронций, магний, натрий и сера (в форме SO_4^{2-}). Алюминий, железо, гумусовые вещества

Таблица 14

Гидрогеохимические условия карстовых вод в зоне активного водообмена¹

Гидрогеохимическая зона преобладания гидрохимических фаций	Климатические условия	Район	Типичная гидрохимическая фация	Минерализация, г/л	Литературный источник
$\text{HCO}_3 - \text{SiO}_2$ тропиков	Гумидные	Сев.Вьетнам	$\text{HCO}_3 - \text{Ca} - \text{SiO}_2$	0,2-0,6	Н. Тхыонг Хунг, 1968
$\text{HCO}_3 - \text{Ca}$ субтропиков	»	Нов.Афон	$\text{HCO}_3 - \text{Ca}$	0,2	З. К. Тинтилозов, 1968
»	»	Р. Янцзы, Китай	$\text{HCO}_3 - \text{Ca}$		Д. С. Соколов, 1958
$\text{HCO}_3 - \text{Ca}$ лесной зоны	»	Уфимское плато	$\text{HCO}_3 - \text{Ca} - (\text{Mg})$ $\text{HCO}_3 - \text{Ca} - \text{SO}_4$	0.4-0.5 0.4-0.8	К. А. Горбунова, 1961, 1962, 1968
$\text{HCO}_3 - \text{Ca}$ степной зоны	Полуаридные	Трансвааль, доломитовая свита	$\text{HCO}_3 - \text{Ca}$ $\text{HCO}_3 - \text{Ca} - \text{Mg}$	до 0,5	Х. Ф. Фроммурзе, 1955
Сухих степей и полупустынь	Аридные	Центральный Казахстан	$\text{HCO}_3 - \text{Ca} - \text{SO}_4$ $\text{SO}_4 - \text{Na} - \text{HCO}_3$ $\text{HCO}_3 - \text{Na} - \text{Cl}$	до 1	В. Н. Островский и др., 1969
Горная зона		Горный Крым Арабика, Кавказ (высота 1,5-2 км)	$\text{HCO}_3 - \text{Ca}$ $\text{HCO}_3 - \text{Ca} - \text{Mg}$ $\text{HCO}_3 - \text{Ca}$	0,4 0,4 0,-0,4	Ю. И. Шутов, 1966 Т. З. Кикнадзе

¹ В большинстве случаев содержание кремнезема не определялось.

обладают низкой миграционной способностью. Типоморфными ионами являются кальций, гидрокарбонатный ион, реже магний (в известняковом карсте); в доломитовом карсте — кальций, магний, HCO_3^- .

Хлоридно-сульфатный процесс характерен для районов, сложенных галитом и другими солями и гипсом. В зависимости от преобладающих в воде ионов воды сульфатные с малым содержанием хлора или хлоридные с небольшим количеством сульфатов.

В районах же карбонатного карста сульфатно-хлоридный процесс наблюдается в полупустынных районах, где накопление сульфатов и хлоридов в водах обусловлено характером солевого и водного балансов. В зоне интенсивного водообмена воды эти пресные, солоноватые и соленые (Г. А. Максимович, 1969).

В зоне активного водообмена состав карстовых вод карбонатных отложений, так же как и грунтовых (Г. А. Максимович, 1947, 1955), характеризуется зональностью (табл. 14).

К сожалению в большей части химических анализов SiO_2 не определялось. Поэтому данные эти неполны. Предварительно можно выделить три стадии формирования химического состава карстовых вод в зоне активного водообмена.

Стадия	Климатические условия	Гидрохимические фации, формации
I Карбонатно-силикатная	Гумидные, тропическая зона	$\text{HCO}_3-\text{SiO}_2$ $\text{HCO}_3-\text{Ca}-\text{SiO}_2$
II Карбонатная	Гумидные, лесная зона	HCO_3-Ca (известняки) $\text{HCO}_3-\text{Ca}-\text{Mg}$ (доломиты)
III Сульфатно-хлоридная	Полуаридные, аридные	$\text{HCO}_3-\text{SO}_4-\text{Ca}$ $\text{SO}_4-\text{HCO}_3-\text{Ca}$ $\text{SO}_4-\text{Cl}-\text{Na}$ $\text{Cl}-\text{Na}-\text{SO}_4$

Недостаточность имевшихся в распоряжении автора химических анализов не позволяет пока детализировать эту картину.

Процесс отмывания карбонатных толщ морских фаций от хлоридно-сульфатного солевого комплекса зависит не только от климатической зоны, но и длительности периода континентального выщелачивания. В тропических условиях, где карбонатные закарстованные отложения почти полностью отмыты от растворимых солей и имеют сравнительно малую минерализацию, кремнезем является третьим и даже вторым по весу компонентом.

В субтропических условиях также возможно наличие SiO_2 в качестве третьего компонента. К сожалению, мы пока не располагаем химическими анализами, где был бы определен силикат. Гидрокарбонатно-кальциевые воды характерны и для лесной зоны.

Как уже ранее было показано (Г. А. Максимович, 1955, стр.207; т. I, стр. 366), и в лесной зоне возможны гидрокарбонатно-кальциево-силикатные воды (источник на р. Туре с минерализацией 288 мг/л). Состав карстовых вод здесь обусловлен карбонатно-силикатной стадией формирования. Палеозойские мраморизированные известняки выщелачивались в течение длительного пребывания территории в континентальных условиях. При малой минерализации карстовых вод SiO_2 является третьим по весу компонентом.

А. А. Коноплянцев (1960) оспаривает справедливость указания В. С. Ильина об азональности карстовых вод. Необходимо различать два вопроса: зональность распространения карстовых вод и зональность их химического состава. Распространение карстующихся пород и связанных с ними ненапорных вод не обусловлено «зональностью» в понимании В. С. Ильина и О. К. Ланге. В этом смысле карстовые воды «азональны». Оспаривать это невозможно. Другой вопрос — это зональность химического состава карстовых ненапорных вод, или, по А. А. Коноплянцеву (1960, стр. 91—94), грунтовых вод карстового типа. Давно уже указывалось (Г. А. Максимович, 1955, стр. 206), что химический состав карстовых вод верхнего гидродинамического пояса зависит от географических зон. А. А. Коноплянцев в 1960 г. подтвердил это только изменением содержания гидрокарбонатного иона.

В последнее время В. Н. Островский, М. А. Хордикайнен и И. А. Баркалов (1969) показали, что в Центральном Казахстане преобладают сульфатно-хлоридные или хлоридно-сульфатно-натриевые трещинно-карстовые воды. Ссылаясь на нашу работу (Г. А. Максимович, 1955), они указывают, что в карбонатном карсте доминирует гидрокарбонатно-кальциевая гидрохимическая фация. Указанный состав вод эти гидрогеологи почему-то считают «своеобразной гидрохимической аномалией». В условиях аридного климата Центрального Казахстана воды сульфатной и хлоридной формации не являются аномалией, а вполне закономерны и соответствуют гидрогеохимической (гидрохимической и географической) зоне. На зависимость химического состава карстовых вод верхней зоны от географических зон автор ранее указывал (Г. А. Максимович, 1955, стр. 206; т. I, стр. 369). При этом отмечалось, что разнообразие солевого баланса по географическим зонам находит свое выражение в разнообразии гидрохимических фаций карстовых вод известняков.

В полуаридной зоне химический состав вод зависит также и от длительности периода континентального выщелачивания. Так, в карстовом бассейне Юкла, сложенном слабо выщелоченными миоценовыми известняками, преобладают солоноватые, соленые сульфатные и хлоридные воды. Воды протерозойских доломитов Трансвааля содержат гидрокарбонатно-кальциевую воду с минерализацией до 0,5 г/л.

Аридная зона находится уже в зоне засоления. Здесь наблюдается эпигидрогалолиз (Г. А. Максимович, 1964, 1966, 1967). Появляются

хлоридно-натриевые, хлоридно-натриево-сульфатные солоноватые и соленые воды.

Играет роль и литология карбонатных пород. Магний в качестве третьего, редко второго компонента гидрохимической фации появляется в водах доломитов. В пределах одного карстового бассейна минерализация карстовых вод растет от области поглощения к области разгрузки, причем может меняться и гидрохимическая фация.

В карстовых бассейнах закарстованность и проницаемость уменьшаются с глубиной. Это обуславливает вертикальную гидрохимическую зональность, которая установлена на Уфимском плато, в Горном Крыму (Ю. И. Шутов, 1966), Центральном Казахстане (В. Н. Островский и др., 1969) и других карстовых районах. С глубиной растет минерализация и изменяется гидрохимическая фация. Иногда, как в карстовых бассейнах Северо-Западной Африки и других, на глубине минерализация увеличивается локально в зоне разломов за счет подтока более глубоких минерализованных вод.

В гидрогеологических складчатых массивах и артезианских бассейнах карстовые воды области поглощения сменяются напорными трещинно-карстово-пластовыми. По мере удаления от области поглощения и замедления водообмена пресные гидрокарбонатно-кальциевые воды сменяются солоноватыми, солеными, а в зоне гидрогалоогенеза с геологическим типом весьма затрудненного водообмена (Г. А. Максимович, 1964, 1967) в артезианских бассейнах — даже рассолами. В глубоких частях непромытых бассейнов развиты рассолы хлоридно-натриево-кальциевой гидрохимической фации с бромом, йодом и другими микрокомпонентами.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

РЕКИ И ОЗЕРА КАРСТОВЫХ РАЙОНОВ

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

РЕКИ КАРСТОВЫХ РАЙОНОВ¹

В первом томе морфология поверхностных эрозионно-карстовых форм карстовых районов не была рассмотрена. Мы считаем более целесообразным осветить этот вопрос вместе с гидрологическими данными.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДОТОКАХ

Гидрология карстовых областей отличается значительным своеобразием. Наличие на поверхности большого количества трещин, поноров, воронок, колодцев, шахт, вертикальных пещер приводит к тому, что дождевые и талые снеговые воды текут только короткие расстояния до ближайшего понижения и здесь поглощаются. В типичных карстовых областях имеет место только внерусловой сток в эти понижения. В условиях голого карста при этом образуются карры. Около некоторых больших воронок и карстовых котловин наблюдаются короткие сухие долины, по которым после дождей и во время снеготаяния текут временные потоки. Постоянных водотоков здесь нет, а в зависимости от климатических условий и стадий развития карста могут быть постоянные или периодически появляющиеся озера. Отсутствие рек и редкие озера — отличительная черта голых каменных пустынь карстовых районов. Вследствие этого подземный сток преобладает над поверхностным.

Сильная закарстованность сказывается прежде всего в том, что густота речной сети здесь наименьшая. Иногда десятки и даже сотни тысяч квадратных километров совершенно лишены речных потоков. Примером такой обширной карстовой области может служить Налларбор или Юкла площадью 191 тыс. км² в Южной Австралии. Здесь густота речной сети равна нулю.

Поглощенные карстовыми плато атмосферные осадки, пройдя подземный путь, разгружаются по окраинам в виде карстовых ис-

¹ Первоначально опубликовано: Г. А. Максимович. Некоторые вопросы гидрологии карстовых областей. Методика изучения карста, вып. 8, Пермь, 1963.. Печатается со значительными дополнениями.

точников, которые и дают начало рекам. В СССР примером может служить карстовая область Горного Крыма.

А. А. Крубер (1915) различал три типа рек карстовых областей.

Первый тип — прорезающие карстовый массив многоводные постоянные реки, которые в известняковой области лишены притоков и питаются только источниками на дне долины или в русле. В каньонообразной долине на разных уровнях, соответствующих террасам, выходят устья пещер. Мы этот тип сокращенно называли транзитным (Г. А. Максимович, 1958, 1963 6).

Второй тип — это реки, образующиеся на окраине карстующегося массива из мощных источников. Сокращенно — это окраинные реки.

Третий тип, наиболее многочисленный, — это реки, которые текут на поверхности только на ограниченном протяжении, а затем поглощаются понорами. Они большей частью берут начало в области некарстующихся пород, а, вступая в область известняков, теряют воду в понорах и трещинах. Это — исчезающие реки.

К этому же типу А. А. Крубер относит исчезающие потоки, текущие на границе распространения известняков и непроницаемых пород, а также реки полей.

После опубликования работы А. А. Крубера были изучены разнообразные карстовые области и районы как горных стран, так и равнин. Были выявлены новые типы рек карстовых районов.

Классификация А. А. Крубера была дополнена автором постоянными пограничными реками и исчезающими среди карстового массива, но не в полях (Г. А. Максимович, 1958).

В результате была предложена следующая классификация (рис. 22) карстовых рек (Г. А. Максимович, 1963):

I. Постоянные водотоки

1. Транзитные реки
2. Окраинные реки
3. Пограничные реки

II. Исчезающие реки и ручьи

4. Исчезающие при вступлении в закарстованную зону
5. Пограничные
6. Внутри карстового массива
7. Внутри полей

Наряду с классификациями по положению водотоков относительно карстующегося массива и постоянству имеются и гидрологические классификации рек карстовых районов.

П. В. Молитвин (1956) на основании изучения 18 малых рек в бассейне р. Сосьвы в Североуральском карстовом районе с 1941 по 1948 гг. выделил четыре типа карстовых рек по их гидрологическим особенностям. «Климатическая» норма стока в этом районе $7,3—7,7$ л/сек с 1 км².

I тип — с преобладанием потерь стока в карстовые пустоты. Сюда относятся реки: Сарайная со среднегодовым модулем стока $0,4$ л/сек с 1 км² и Черемушка — $3,8$.

II тип — с частичной потерей стока: рр. Калья, Мегултон и др. Модуль стока — $4,4—5,9$.

III тип — с преобладанием дренажа подземных вод: Студеная — 10,8 и Холодная — 22,5 л/сек с 1 км².

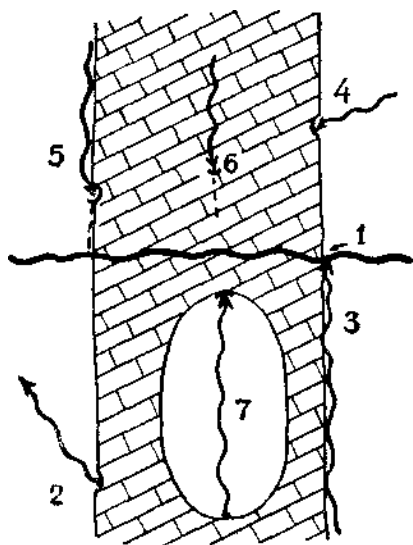


Рис. 22. Морфолого-гидрологические типы карстовых рек (по Г. А. Максимовичу, 1963)
Постоянные реки: 1 — транзитные, 2 — крайние, 3 — пограничные. Исчезающие реки и ручьи: 4 — исчезающие при вступлении в закарстованную зону, 5 — пограничные, 6 — внутри карстового массива, 7 — внутри полей

IV тип — нейтральные, у которых поглощение стока на одних участках компенсируется притоком подземных вод на других. Сюда относятся более крупные реки: Сосьва и Вагран.

Наиболее характерными особенностями карстовых рек П. В. Молитвин считает образование прогибов и провалов льда в местах поглощения стока. На реках и их участках, где преобладает дренаж карстовых вод, наблюдаются термические и гидрохимические аномалии. Вода имеет летом температуру не более 5—6°, а зимой — не менее 1—2°. В связи с этим на участках подтока сравнительно теплых карстовых вод нет сплошного ледостава. Минерализация речных вод повышена.

На Южном Урале в бассейне среднего течения р. Ай исследования в 1951—1955 гг. показали наличие только трех гидрологических типов карстовых рек. Третий тип с преобладанием дренажа подземных вод не обнаружен. Было также установлено, что значительная часть потерянного стока в конце концов возвращается в р. Ай.

Климатическая норма стока в этом районе 7,8 л/сек с 1 км². Реки первого типа обладали модулем стока 0,4—1,5, а второго — 3—5,7 л/сек/км².

Л. А. Владимиров (1955) дал более простую гидрологическую классификацию рек карстовых районов, которую он иллюстрирует примерами из Западной Грузии, но без цифровых данных.

I тип. Транзитные, сравнительно крупные (нейтральные) реки, пересекающие карстовую зону, на которые подземный водообмен не

оказывает существенного влияния. У некоторых из них вниз по течению усиливается тенденция подземного питания.

Небольшие реки, пересекающие карстовую зону, делятся на два типа.

II тип. Реки с отрицательным подземным водообменом, с очень низкой водностью — Окуми, Западная Гумиста до впадения мощных карстовых источников вблизи устья и другие.

III тип. Реки с положительным подземным водообменом и значительной относительной водностью — Техури.

Для рек карстовых районов Западной Грузии Л. А. Владимиров также отмечает увеличение стока в связи с уменьшением потерь на испарение при интенсивной инфильтрации атмосферных осадков а трещины и полости. Карстовые реки, которые исчезли в понорах, а затем вновь вышли на поверхность, по большей части приобретают более сглаженный режим в паводок.

Автор предложил следующую гидрологическую классификацию рек карстовых районов (Г. А. Максимович, 1963).

I тип. Транзитные *нейтральные* реки с значительным расходом и частичной потерей стока. Пересекая карстовую область, они частично уходят в поддолинные и подрусловые пустоты, но, благодаря значительному объему стока, не исчезают. Это — Сылва, Сосьва, Вагран, Ай, реки Западной Грузии.

II тип. Внутрикарстовые малые реки, развитые только в пределах закарстованной зоны, с *резко выраженным отрицательным подземным водообменом*. Значительная потеря стока. Норма стока менее 50% «климатической». Эти реки часто исчезают на отдельных участках или в маловодные периоды года. Это — Сарайная, Черемушка, некоторые в бассейне р. Ай, Окуми (З. Грузия) и другие.

III тип. Внутрикарстовые или транзитные реки с *отрицательным подземным водообменом*. Частичная потеря стока (норма стока 50—90 %). Исчезающие реки здесь реже. Может быть переход на подземный сток в шейках излучин. Это — Калья, Мегултон, бассейн р. Ай, реки Западной Грузии.

IV тип. Внутрикарстовые, или транзитные, реки с *положительным подземным водообменом*. Преобладает дренаж подземных вод. Норма стока более 100 % «климатической». Это реки Студеная, Холодная (басс. р. Сосьвы) и многие другие.

Г. Н. Гигинейшвили (1965) на основе данных по Западной Грузии предложил гидрологическую классификацию карстовых рек. В ней учтены особенности питания рек и характер подземного и поверхностного водообмена между реками.. Выделено 8 типов рек. Реки карстовых областей Абхазии и Мегрелии без крупных транзитных — Бзыби, Кодори, Ингури по характеру питания подразделяются на две основные группы: 1) с зональным и 2) с аazonальным соотношением генетических составляющих.

Реки первой группы делятся на 4 типа.

Тип	Характер питания	Средняя высота бассейна, м	Соотношение источников питания, %			Примечание
			Дождевые	Подземные	Снеговые	
I	Преимущественно дождевое	<300	>85	до 15	—	без участия талых вод
II	Смешанное, преобладает дождевое	300—800	65—85	15—20	до 15	
III	Смешанное, обильное дождевое	800—1300	50—65	20—27	15—23	
IV	Смешанное	1300—1800	35—50	27—34	23—31	

Реки с азональным соотношением генетических составляющих делятся на два типа.

V. Реки, питающиеся карстовыми водами из других речных бассейнов.

VI. Реки, отдающие свои воды в другие бассейны.

В горных районах большую роль играют подземные реки, выходящие на поверхность, а затем зачастую вновь продолжающие свой путь подземно. Это характерно для Югославии и других районов. Л. А. Владимиров (1959) по гидрографическим признакам и условиям питания выделил в Грузии три основных типа подземных рек:

1. Получающие питание из закарстованного бассейна;
2. Образовавшиеся подземным перехватом части речной воды непосредственно из русла;
3. Образовавшиеся путем полного поглощения (по Л. А. Владимирову — проваливания) поверхностной реки.

В. А. Балков (1967), обобщив типизации рек Г. А. Максимовича (1963) и Л. А. Владимирова (1959), а также на основе изучения рек Русской равнины, Урала, Крыма и С. Кавказа, предложил комплексную классификацию карстовых рек. Он указывает, что в основу этой классификации положены следующие признаки:

1. Различное влияние на речной сток горного и равнинного карста;
2. Пространственное положение водотоков в карстовом районе, степень закарстованности;
3. Зависимость основных гидрологических особенностей водотоков от морфологии долин и взаимоотношения между подземными и поверхностными водами.

Далее В. А. Балков делит все карстовые водотоки на два класса: реки равнинного карста и реки горного карста. В каждом из этих двух классов он выделяет подклассы и другие единицы, а также типы карстовых водотоков.

Схема классификации карстовых рек по особенностям морфологии и стока (В. А. Балков, 1967 — по Г. А. Максимовичу и Л. А. Владимирову)

I. Наземные (поверхностные) водотоки

А. Постоянные водотоки		Б. Исчезающие реки и ручьи
а. Транзитные реки	1. Частично теряющие сток	д. Исчезающие при вступлении в закарстованную зону
	2. Получающие дополнительное питание за счет карстовых вод	
	3. Нейтральные	е. Пограничные
б. Окраинные реки	4. Истоки — мощные карстовые источники на окраине карстового массива	ж. Внутренние (в закарстованной зоне)
		з. Внутри полей
в. Пограничные реки	5. С повышенным подземным питанием карстовыми водами	
	6. Частично теряющие сток	
г. Ручьи магистральных речных долин	7. Ручьи с усиленным питанием карстовыми водами	

II. Подземные водотоки

В. Постоянные подземные реки	Г. Исчезающие подземные реки
1. Подземные реки, получающие питание из закарстованного бассейна	4. Подземные реки, исчезающие вследствие раздробления их на мелкие водотоки
2. Подземные реки, возникшие в результате подземного перехвата части воды из русла наземной реки	
3. Подземные реки, возникшие в результате полного поглощения наземной реки	

Эта классификация включает пространственное положение рек относительно карстующегося массива, гидрологические данные и представляет шаг вперед. Однако нельзя согласиться с тем, что все приведенные группы и типы имеют место как в равнинном, так и в горном карсте. Реки и ручьи, которые исчезают внутри полей, типичны только для горных районов и отсутствуют в равнинных. Подземные водотоки более характерны для горных районов. Кроме того, они больше объект гидрогеологический, чем гидрологический.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОЛИН КАРСТОВЫХ ОБЛАСТЕЙ

В карстовых областях наблюдаются некоторые своеобразные долины (рис. 23).

Каньонообразные долины с нависающими склонами возникают в результате провала сводов пещерных рек. Мы уже рассматривали эти стадии обрушения: естественный тоннель → тоннель с провальными

окнами → естественные мосты в каньонообразной долине с нависающими склонами → естественный мост в каньонообразной долине → естественный мост в долине с пологими склонами → естественная арка (т. I, гл. XII, стр. 312). В этом генетическом морфологическом ряду каньонообразная долина с нависающими склонами — остатками провалившегося свода тоннеля — является одной из стадий

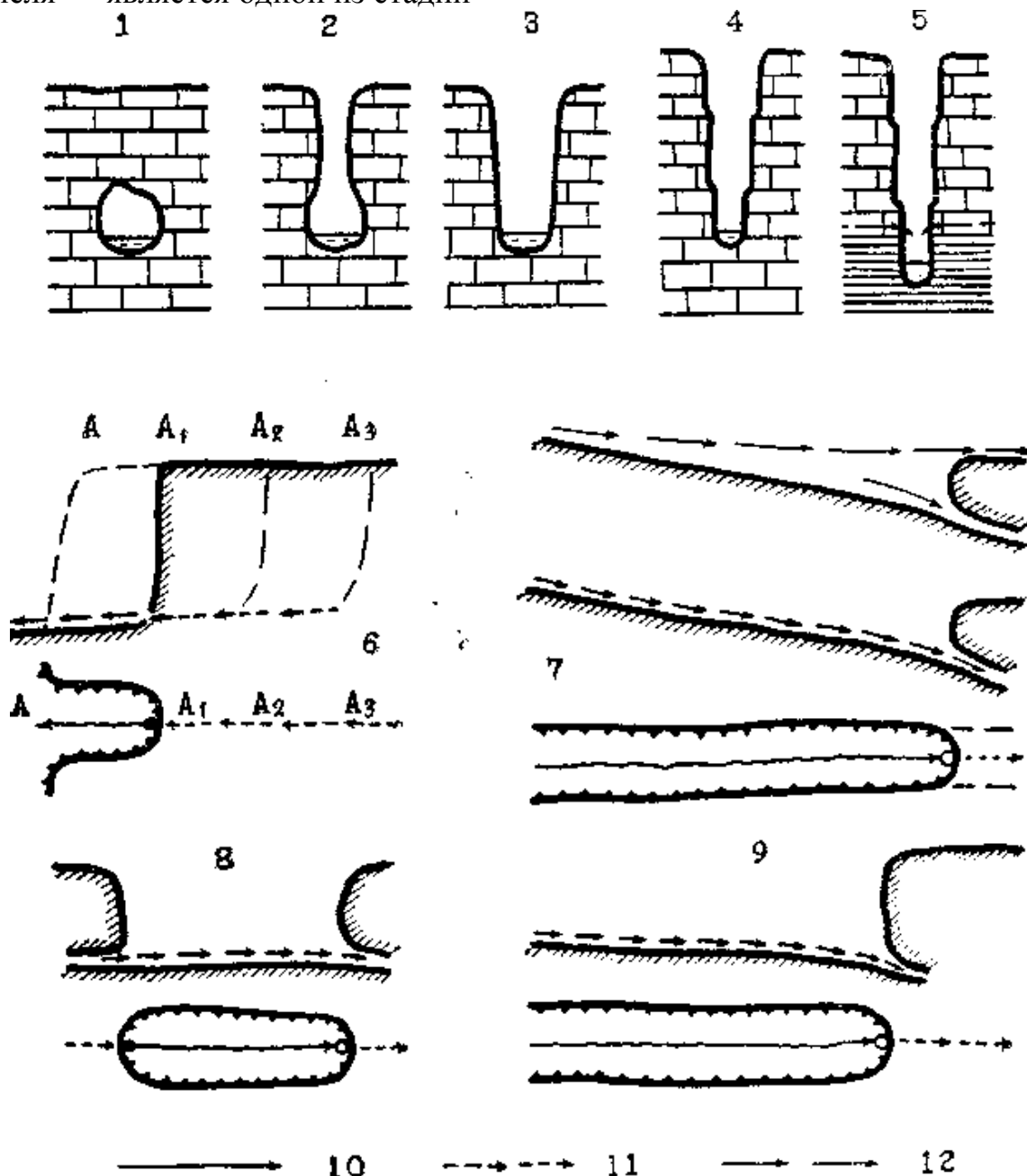


Рис. 23. Долины карстовых областей

Образование каньонообразной провальной карстовой долины: 1 — пещерная река; 2 — карстовая долина с нависающими склонами, 3 — каньонообразная провальная карстовая долина. Каньоны карстовых районов: 4 — в известняках, 5 — в известняках и подстилающих водоупорных отложениях, 6 — мешкообразная карстовая долина. Стадии: А — первоначальная, А₁ — современная, А₂, А₃ — будущие, 7 — полуслепая карстовая долина, 8 — замкнутая карстовая долина, 9 — слепая карстовая долина, 10 — постоянный водоток, 11 — подземный водоток, 12 — водоток в половодье

развития карстовых долин. Только долины этого типа, возникшие из пещерных тоннелей, могут быть отнесены к карстовым формам (рис. 23, 1—3).

Каньонообразные долины часто встречаются в карстовых областях. Они весьма обычны у транзитных рек. Это крутостенные и глубоко врезанные долины, дно которых занято рекой. Возникают они в поднимающихся районах, где преобладает глубинная эрозия, а смыв атмосферными осадками склонов долины, вследствие водопроницаемости карстующихся толщ, очень слаб. Некоторые карстоведы каньоны относят к карстовым формам. Это, конечно, неправильно. Как известно, каньоны возникают не только в карстовых районах. В условиях влажного климата они образуются при наличии сильно водопроницаемых песчаников и других пород. Наблюдаются они и в странах с сухим климатом, где склоны долин долгое время сохраняют свою крутизну благодаря слабому смыву незначительными атмосферными осадками. Так как каньоны — это обычная эрозионная форма, свойственная не только карстовым областям, мы рекомендуем воздержаться от отнесения их к карстовым явлениям.

Каньоны карстовых областей делят на находящиеся только в карстующихся породах и врезанные глубже (И. С. Щукин, 1964). При врезании ниже карстующейся толщи поперечный профиль речной долины может быть двухъярусным. В карстующихся известняках или доломитах обычно преобладают крутые, почти вертикальные стены, а в подстилающих водоупорных отложениях часто возникают более пологие склоны (рис. 23, 4, 5).

Двухъярусный поперечный профиль имеет и гидрогеологические особенности. Если подстилающие карстующуюся толщу отложения водоупорны, то над ними наблюдается разгрузка карстовых вод в виде родников. Это также способствует выполаживанию нижнего яруса склонов.

Наряду с обычными прямолинейными каньонами в карстовых областях встречаются и извилистые. Таков каньон реки Сылвы на Уфимском плато между Кишертью и Кунгуром. Река, меандрировавшая в плиоцене на пенеппенизированной поверхности Уфимского плато, при начавшемся поднятии Приуралья за счет глубинной эрозии сохранила в известняках излучины меандр неогеновой реки.

Специфичны для карстовых областей мешкообразные, слепые, полуслепые и замкнутые долины.

Мешкообразные долины (нем. *Sacktaler*, англ. *Pocket Valleys*) отличаются замкнутым верховьем (рис. 23, 6). В обычных эрозионных долинах верховья заканчиваются полого и постепенно переходят в водораздельное пространство. В мешкообразных долинах идешь вверх по течению постоянного или периодического ручья и вдруг подходишь к отвесной стене высотой в несколько десятков метров, у подножья которой вытекает поток. Такие долины обычны для верховьев рек по краям карстовых плато или в нижней части склонов известняковых гор. И. Цвийич называл их нижними карстовыми долинами. Мешкообразные долины окраинных рек возникают

из пещерных. При небольшой толщине свода над воклюзским источником постепенные провалы свода над пещерной рекой обуславливают возникновение долины с крутыми склонами и вертикальным замкнутым верховьем. У подножья последнего вытекает карстовый родник (рис. 23, 6). В дальнейшем мешкообразная долина расширяется за счет выветривания, смыва и других факторов денудации. Если страна поднимется и карстовые воды уйдут вглубь, то останется мертвая мешкообразная долина без потока.

К мешкообразным И. С. Щукин (1964) относит долины: р. Биюк-Карасу в Крыму, р. Сорг у Авиньона (Франция), р. Тимава и р. Омбет близ Рагузы (Адриатический карст).

Слепые долины отличаются отсутствием устья, которое замкнуто. Они не открываются в другую долину или озерную котловину, а оканчиваются тупиком. В слепых долинах, двигаясь по направлению от верховьев к устью, подходим к высокой стене, в основании которой в понорах теряется водоток. Сток из такой долины только подземный (рис. 23, 9). Слепые долины обычны у потоков, берущих начало в некарстовой зоне и исчезающих при вступлении на территорию развития закарстованных пород. Если слепая долина находится в пределах закарстованной территории, то поток, регрессивно отступая к верховью, может теряться не у подножья замыкающей стены, а в понорах и воронках выше по потоку. Слепые долины часто встречаются в Динарском карсте.

Полуслепые долины также замкнуты в нижнем конце. Однако уступ, в который упирается поверхностный водоток, сравнительно низок. Во время половодья вода поднимается выше этого уступа и течет по поверхности в ложбине, которая является речным руслом при высокой воде. В межень эта ложбина остается сухой. Следовательно, в долине наблюдаются два участка. Верхний постоянно занят ручьем или рекой, которая исчезает в порогах в нижнем конце или у подножья уступа. Нижний участок имеет водоток только в половодье, когда вода не успевает уйти в поноры, трещины и удлиняется за счет обычно сухой долины (рис. 23, 7).

В районе г. Кунгура вблизи Заиренской пещеры известен полуслепой карстовый овраг длиной 1700 м. Во время дождей вода доходит до уступа и исчезает здесь в горизонтальной пещере. Весной, во время таяния снега, когда водный поток значительно больше, пещера не успевает поглощать всю воду и она переливается через уступ.

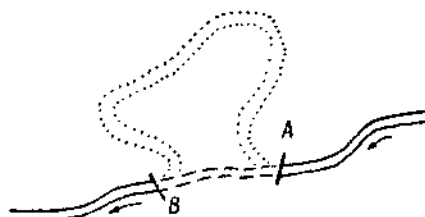
Своеобразны *замкнутые карстовые долины*, у которых верховье мешкообразно, а устье заканчивается слепо. Образуются они различными путями. Иногда это результат слияния нескольких линейно расположенных карстовых воронок (рис. 23, 8). В других случаях, при неглубоком расположении пустот зоны горизонтальной циркуляции карстовых вод, такая долина может образоваться в результате обрушения свода пещеры. Подобные долины известны в Кунгурском и Кишертском районах Пермской области на площади развития известняков и гипсов.

Карстовые линейные суходолы также разнообразны. Обычны линейные карстовые, или, точнее, эрозионно-карстовые овраги.

Дно обычного эрозионного оврага, выработанного в некарстующихся породах, плавно понижается к устью. В карстовых районах за счет возникновения поноров и воронок на дне внешние и дождевые воды отводятся в глубину. Поверхностный сток заменяется подземным. Возникает карстовый суходол, дно которого усеяно карстовыми воронками.

Суходолы-излучины возникают иногда на довольно больших реках карстовых областей. Начальной стадией этих суходолов является спрямление излучин меандрирующих рек поддолинными потоками. На р. Сылве, в Предуральском прогибе, около д. Пеньки в 1956 г. нам удалось косвенным путем установить подобное явление. В шейке излучины еще в 1947 г. были нанесены на план карстовые воронки, вытянутые по одной линии. В 1956 г. на этой линии ранней весной образовались четыре новые воронки, часть из которых провального типа. По шейке излучины, где под речными отложениями находятся гипсы, карстовые воды образовали подземный поток. Он поглощает только часть речных вод. Дальнейшую стадию этого явления можно наблюдать на р. Вижай (притоке р. Чусовой). Она только весной, когда воды много, течет по всей излучине. В остальное время Вижай полностью исчезает и течет подземно через шейку излучины (рис. 24). В точке А река поглощается и целиком уходит в известняки и только в 8 км ниже (по долине реки) в точке В выходит на поверхность. Возникает, пока периодически в межень, отшнурованный уходом воды в подземные полости, карстовый суходол-излучина. В отличие от некарстовых областей, где старица в первое время занята озерами, на закарстованных территориях может возникнуть такой суходол-излучина. Однако сухая часть русел здесь еще несет речные воды во время весенних половодий или после сильных дождей.

Рис. 24. Возникновение суходола — излучины
р. Вижай на Урале между А и В в межень течет подземно (по Д. В. Рыжикову, 1954)



В случае поднятия района суходол превратится в постоянный. На прямом участке за счет глубинной эрозии долина углубится. На участке А В будет пещерная река. После провала свода подземное течение превратится в поверхностное. Суходол-излучина окажется высоко над рекой, а периодический поверхностный сток приведет к

углублению двух устьев. В конце концов, возникнет как бы два суходола, которые в верховьях будут соединены ярко выраженной сухой долиной. Эти явления О. Lehmann (1932), J. Cvijic (1901) описывали как загадочные (Д. В. Рыжиков, 1954).

ТИПЫ РЕК И ДОЛИН КАРСТОВЫХ РАЙОНОВ

Рассмотрим примеры некоторых типов рек карстовых районов.

Постоянные наземные водотоки

Транзитные реки (см. рис. 22, 1) особенно многочисленны там, где карстующиеся толщи вытянуты в виде сравнительно узких полос среди некарстующихся. Большие реки, пересекая закарстованную зону, благодаря многоводию, теряют в поддолинном (подрусловом) потоке только часть расхода и потому сохраняются в виде постоянного водотока. В Пермской области в Кизеловско-Яйвинском карстовом районе — это реки Косьва и Усьва. В Пашийско-Чусовском карстовом районе — р. Чусовая и некоторые ее притоки. Река Сылва берет начало в Предуральском прогибе, где карст соли и гипса сравнительно слабо развит и преобладают песчано-глинистые отложения. Она пересекает карстовую область Уфимского вала и далее до самого устья течет в пределах Кунгурско-Иренского и Сылвинско-Сергинского карстовых районов. Если под рекой в карстующихся породах есть подрусловые пустоты, часть воды уходит в них. Это определяется измерением количества воды в реке до вступления в карстовую зону и в этой зоне. Однако воды в транзитной реке так много, что она не может вся уйти в подрусловые пустоты, и поглощение устанавливается только замерами в двух створах. Это было подтверждено для рек Кизеловского каменноугольного района и на реке Сылве. В низовой части рек Чусовой и Сылвы поддолинные (подрусловые) пустоты были обнаружены буровыми скважинами.

Значительное поглощение в поддолинные потоки показал А. М. Гаврилов (1960) для р. Сылвы на участке Подкаменное — Троица (таблица 15).

В карстовых районах, особенно в известняках, магистральные речные долины часто имеют крутые склоны и представляют сравнительно узкие расселины. Примером может служить район Чикали на реке Сылве, на восток от города Кунгура. Учебно-опытное хозяйство Пермского университета «Предуралье» расположено в этом живописном уголке. Подобных каньонообразных долин много в Кизеловско-Яйвинском и Пашийско-Чусовском карстовых районах. Транзитные магистральные реки в пределах карстующегося массива обычно не имеют постоянных притоков. Вместо них здесь часто наблюдаются долины суходолов.

Таблица 15

**Средние месячные расходы воды (м³/сек) и приращения расхода воды р. Сылвы
На участке Подкаменное (19700 км²) и Троица (23000 км²) (по А. М. Гаврилову, 1960)**

Годы	Участок	Месяцы											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
	П ¹	60,9	62,6	55,3	213	853	143	122	180	102	127	85,2	55,7
	Т ²	70,0	64,1	62,8	182	963	171	126	173	111	129	94,2	86,0
1948	м ³ /сек	+9,1	+1,5	+7,5	-31	+110	+28	+4	-7	+9	+2	+8,4	+30,3
	%	+15	+2,4	+13,6	-14,5	+12,9	+19,6	+3,3	-3,9	+8,8	+1,6	+9,8	+54,5
	П	61,7	61,4	57,4	187	735	246	98,4	83,4	77,3	113	84,4	48,4
	Т	83,3	68,9	66,0	169	914	241	116	98,5	81,2	91,4	78,0	56,1
1949	м ³ /сек	+22,1	+7,5	+8,6	-18	+179	-5	+17,6	+15,1	+3,9	-21,6	-6,4	+7,7
	%	+35,8	+12	+15	-9,6	+24,4	-2	+17,9	+18,1	+5,5	-19,1	-7,6	+16,0
	П	46,7	50,3	51,0	569	286	135	223	113	111	171	70,7	68,1
	Т	53,8	51,6	54,8	532	420	131	218	115	114	149	77,7	69,9
1950	м ³ /сек	+7,1	+1,3	+3,8	-37	+134	-4	-5	+2	+3	-22	+7,0	+1,8
	%	+15	+2,6	+7,4	+6,5	+47,0	-2,9	-2,2	+1,7	+2,7	-12,9	+9,9	+2,6
	П	58,8	52,5	48,5	484	272	121	69,4	66,7	66,1	75,7	50,5	45,0
	Т	63,9	58,6	51,4	530	271	143	85,6	80,0	68,4	68,4	47,4	38,6
	м ³ /сек	+5,1	+6,1	+2,9	+46	-1	+22	+16,2	+13,3	+2,3	-7,3	-3,1	-7,4
	%	+8,7	+11,6	+6,0	+9,5	+0,4	+18,2	+23,4	+19,9	+3,5	-9,6	-6,5	-16,4

¹ Подкаменное ² Троица

По В. А. Балкову (1967) среди *транзитных рек* карстовых районов примерами частично теряющих сток являются Сылва, Косьва, Ай, Усьва, Чусовая, Калья, Колонга, Бобровка, Шегультан, Ищелька, реки Западной Грузии — Олори до с. Мужава, Окаце до с. Кинчха и др., Шелекса и др. Дополнительное питание за счет карстовых вод получают реки Уфа в нижнем течении, Мтискалта (Дерекей), Беслети до с. Линдау, Речхи до с. Речхи, Галхумла до с. Партонахороу, Чанисцкали до с. Скури, Чачхури до с. Салхино, Циви до с. Цхакая.

Нейтральными реками, частично теряющими сток и в такой же степени получающими карстовое питание, являются Сосьва, Вагран, Емца и др.

Окраинные реки, начинающиеся в виде мощного карстового источника, — обычное явление в карстовых районах (см. рис. 22, 2). На Кавказе на Черноморском побережье — это короткие реки-источники Репруа и другие в районе Гагр. Имеются они и на северном склоне Крымских гор. В Пермской области — это правые притоки р. Ирени, такие как Кунгур, Тураевка, Телес, а также Атер, Алмаз, Сарва и др.

Примером *пограничной реки* (см. рис. 22, 3), текущей почти по границе карстующихся и некарстующихся пород, является Ирень, левый приток р. Сылвы. Левые притоки, питающиеся источниками из песчано-глинистых отложений, более многочисленны. Своеобразны правые притоки, питающиеся карстовыми источниками. Некоторые из них несколько раз уходят в карстовые воронки и потом вновь появляются, как, например, р. Тураевка. Полному ее исчезновению препятствует наличие под гипсами лунежской пачки иренской свиты туюских известняков и доломитов, которые не закарстованы на всю мощность и представляют водоупор. На некоторых участках подземный поток уходит под гипсы правого берега, а в сухой долине нет даже карстовых воронок.

Река Ирень на многих участках характеризуется подрусловым потоком и выходами вод из него, которые отмечаются зимой в виде незамерзающих участков.

В. А. Балков (1967) по гидрологическим особенностям делит пограничные реки на получающие дополнительное питание карстовыми водами и на частично теряющие сток. В качестве примера последнего случая он приводит ручей Кедровый (приток р. Сосьвы).

Особую группу представляют *ручьи, приуроченные к магистральным долинам рек*, пересекающих карстовый район. В зависимости от расчлененности рельефа и гидрогеологических условий эти ручьи питаются водами различных гидродинамических зон. В. А. Балков (1967) в качестве примера ручьев, получающих усиленное питание карстовыми водами, приводит ручьи Холодный и Студеный в Североуральской карстовой области (Г. А. Максимович, 1963). Модуль стока для Студеного — 10,8 и Холодного — 22,5 л/сек с 1 км².

В горных карстовых районах наиболее импозантны ручьи, возникающие

в долинах магистральных рек в виде водопадов. Питаются они подвешенными карстовыми водами. Примеры таких ручьев, возникающих из пещерных источников Алайского хребта в Средней Азии, р. Бзыби на Кавказе и другие, ранее приводились (т. 1., стр. 374—375).

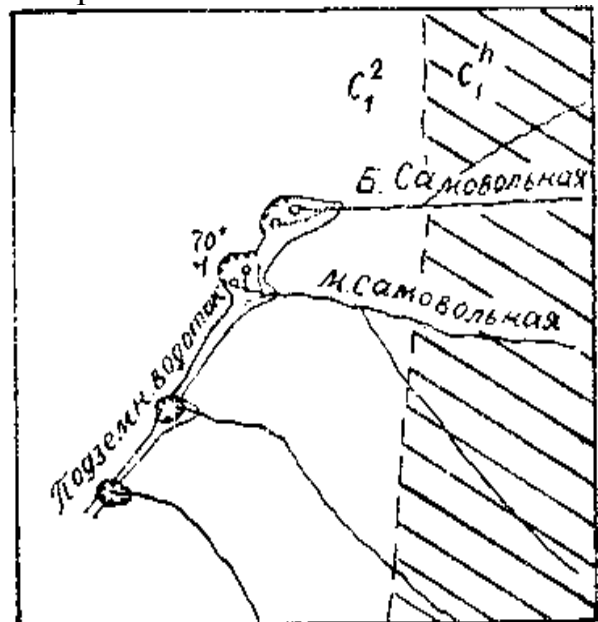
Исчезающие реки и ручьи

Очень многочисленны реки, исчезающие среди карстового массива. При малом количестве воды они могут совсем уйти в подрусловые пустоты. В Кизеловско-Яйвинском карстовом районе р. Сухой Кизел при общей длине 18 км текла четыре км подземно. У р. Губашки из 30 км — 16 сухого русла. Бурением в четырех километрах от ее устья на глубине 20 м было обнаружено подземное русло. Речка Столбовка из 35 км — 7—8 км течет подземно, а Сухая Левиха — 20 из 25 км. Часть долин представляет суходолы. Примером может служить долина Опаленная и многие другие. В настоящее время по некоторым, некогда сухим, участкам карстовых исчезающих рек и суходолов текут воды шахтных водоотливов.

Исчезающие реки и ручьи были подразделены автором на четыре группы.

Первую группу составляют реки и ручьи, исчезающие при вступлении в закарстованную зону (см. рис. 22, 4). Они широко развиты во многих карстовых областях. На Урале подобные водотоки известны в Кизеловском, Чусовском, Североуральском, Магнитогорском

Рис. 25. Исчезающие карстовые реки Кизеловского района на Урале (по Д. В. Рыжикову, 1954)



и других районах развития карста. В Кизеловском районе на восточном крыле Коспашской синклинали 4 речки Самовольные стекают с западного склона горы Белый спой, сложенной некарстующимися угленосными отложениями (В. П. Тебеньков, 1935; Д. В. Рыжиков, 1954). Все потоки текут на запад вначале по поверхности, а, дойдя

до закарстованных каменноугольных известняков визейского яруса, исчезают. В устьях рек возникли карстовые котловины глубиной до 30—40 м, имеющие в плане эллиптические очертания (рис. 25). Склоны этих котловин, обращенные к долине реки, вертикальные, скалистые. У их подножий наблюдаются большие осыпи известняка. Противоположные склоны пологие, более или менее постепенно переходящие в окружающую местность.

Д. В. Рыжиков (1954) различает пять морфологических типов долин рек и ручьев, образуемых исчезающими речками (рис. 26).

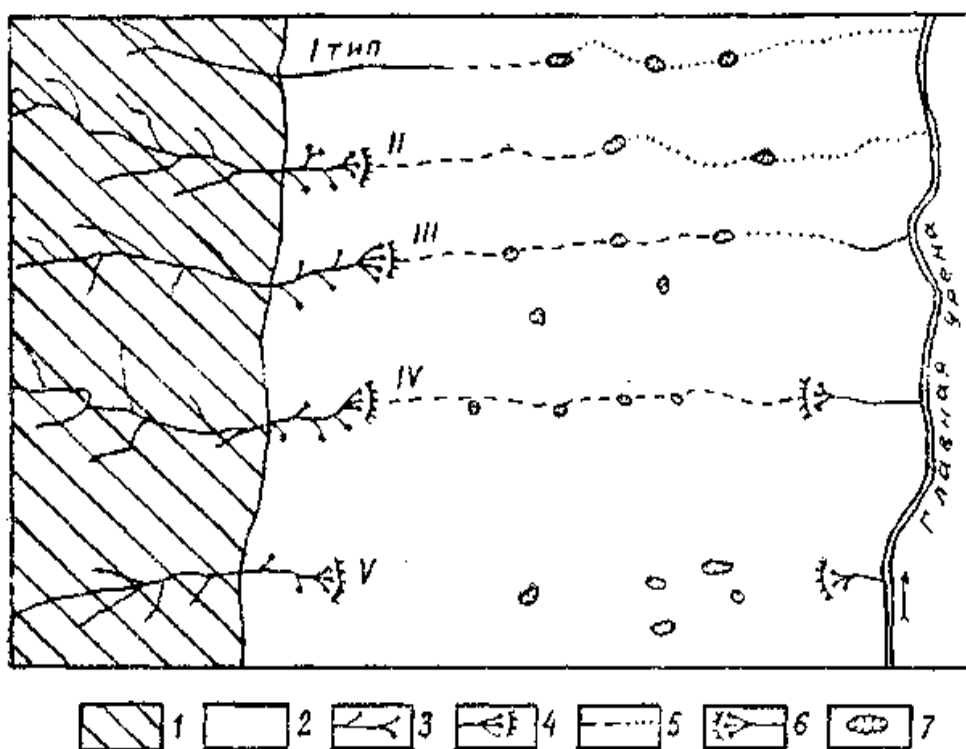


Рис. 26. Типы долин исчезающих рек и ручьев (по Д. В. Рыжикову, 1954): 1 — некарстовые породы; 2 — карстовые породы; 3 — слепые лога, оканчивающиеся поглощающими понорами; 4 — слепые лога и уступы, у подножья которых исчезают речные воды; 5 — суходола с развивающимися в долине коррозионными и провальными воронками; 6 — обрыв или уступ мешкообразной долины; 7 — коррозионные и провальные воронки

1-й тип — долины рек и ручьев с нормальным уклоном. Речки и ручьи, вступив из области некарстовых пород в закарстованную зону, обладают долиной с более или менее нормальным продольным уклоном. Во время обильных дождей и весеннего половодья река несет свои воды в главную реку по поверхности. В межень река постепенно теряет свои воды в трещины, поноры и воронки русла. Нижняя часть речной долины большую часть года является суходолом, усеянным понорами и воронками. По мере роста подруловых полостей, длина суходола растет регрессивно от устья к верховью. Участок верховья реки в закарстованной зоне с постоянным водотоком соответственно сокращается. Попыточное отступление

и уменьшение длины поверхностного водотока происходит и ежегодно по мере спада паводка. Примером долин исчезающих рек и связанных с ними суходолов I типа можно назвать Сарайную, Черемушку на Северном Урале.

2-й тип — *реки и ручьи с полуслепой долиной* (рис. 26, II). Этот тип является второй стадией. Речная вода, поглощаемая одним из поноров, постепенно вырабатывает асимметричную карстовую воронку. Эта воронка пологая к верховью потока и имеет более крутой склон к низовью. Воронка постепенно углубляется и наступает момент, когда в межень вся река поглощается этой воронкой. Растворение стенок и обрушение свода над поглощающим подземным каналом приводит к дальнейшему росту низового крутого уступа. Наконец возникает полуслепая долина. Речная вода только в половодье стекает по поверхности в главную реку. Остальное время года она поглощается у подножья уступа и дальше течет только подземно.

3-й тип — *реки и ручьи со слепой долиной* представляют третью стадию (рис. 26, III). Дальнейшее углубление поглощающей воронки коррозией и обрушением свода над горизонтальным подземным каналом приводит к росту высоты уступа, и полуслепая долина превращается в слепую. Здесь у подножья высокого уступа понор поглощает всю реку. Теперь уже даже в половодье ниже (по течению) этого уступа поверхностный поток отсутствует и исчезнувшая река достигает главной только подземно.

4-й тип — *реки и ручьи со слепой и мешкообразной долинами* (рис. 26, IV). Этот тип при соответствующих условиях может быть четвертой стадией. Дальнейшее поднятие района и увеличение интенсивности глубинной эрозии приводит к вскрытию долиной главной реки подземного канала, поглощенного в слепой долине водотока. Возникает карстовый родник, впадающий в главную реку. Регрессивное обрушение свода пещерного потока в низовье приводит к возникновению мешкообразной долины.

Дальнейшее развитие 4-го типа может протекать по-разному. Подземный канал между слепой и мешкообразной долинами, представляющий тоннель с подземной рекой, может быть вскрыт провалами. Тогда, пройдя стадии провального окна и окон, карстовых мостов и арки, он превратится в каньонообразную карстовую долину провального происхождения. Если же свод тоннеля имеет большую мощность, то вскрытие пещеры не произойдет. Иногда, за счет поднятия данной территории в несколько этапов, между слепой и мешкообразной долинами могут возникнуть даже многоэтажные пещеры.

Мы не рассматриваем в деталях более сложные случаи, когда тоннель с потоком будет пересечен сбросом и поглощенная понорами и слепой долиной вода найдет себе выход в виде восходящего карстового источника. Укажем только, что подобное явление автор наблюдал в Низких Татрах в Словакии в Липтовском карстовом районе. Здесь речка Деменовка и ее приток Задняя Вода берут свое

начало на Центральном гранитном массиве Низких Татр. После пересечения районов развития вюрмских морен обе реки теряются в триасовых известняках: Деменовка — на высоте 956 и 918, а Задняя Вода — на высоте 839 м над уровнем моря (А. Дроппа, 1957). На поверхности наблюдаются суходолы, заполняемые водой только после дождей и таяния снега.

Воды поглощенных двух рек, сливающихся под землей, выработали огромную систему теперь частично разобщенных Деменовских пещер, имеющих общее протяжение 20 км. Полости пещер образуют 11 ярусов на высотах от 180, 150 и менее метров над выходом р. Деменовки по сбросу на отметке 787 м в виде карстового родника Вывиерание, имеющего дебит 2—2,5 м³/сек. Ниже Вывиерания Деменовка течет по каньонообразной долине с крутыми стенками и впадает в р. Ваг. А. Дроппа называет этот каньон карстовым, так как он приурочен к известнякам. Мы уже указывали, что большинство каньонов, за исключением возникших путем провалов свода пещер, не карстового происхождения. Ярусы пещер формировались начиная с конца плиоцена или начала антропогена до настоящего времени. Они соответствуют стадиям врезания р. Ваг, в которую впадает Деменовка.

5-й тип, выделенный Д. В. Рыжиковым, это *реки и ручьи, образующие при вступлении* в карстовую область только *верхнюю слепую долину* (рис. 26, V). Ниже места поглощения понорами долины нет. Автор не приводит примеров таких исчезающих рек. В некоторых случаях ранее через закарстованную территорию протекал поверхностный поток. Следы прежней неглубоко врезанной долины могли быть уничтожены после возникновения слепой долины.

В. А. Балков (1967) в качестве примеров рек и ручьев, исчезающих при вступлении в закарстованную зону, называет Сарайную, Черемушку, Каменку, Улуир, Терменевку, Окуми в Западной Грузии.

В Моравской карстовой области (Чехословакия), имеющей длину 25 км и ширину 3—5 км, на площади 100 км², сложенной девонскими известняками (Г. А. Максимович, 1959), известно несколько исчезающих ручьев и рек.

В области развития некарстующихся пород ручьи текут по поверхности и имеют следующие бассейны:

Ручьи, реки	Бассейны в области развития некарстующихся пород, км ²
Слупски	58,3
Била вода с ручьем Липовецки	63,3
Лопач	4,3
Красовски	4,1
Едовницкий	29,5

Вступив в область развития известняков, ручьи исчезают в понорах. После пересечения карстовой области подземно они вытекают недалеко от контакта с некарстующимися породами в виде карстовых родников. Тоннель и Малый выток образуют реку Пунква. Через Тоннель вытекает 12,45 % и через Малый выток — 63,2 % годового расхода.

Воды Едовницкого ручья, пройдя подземно, вытекают в виде родника Бычья скала, который дает в год 34,1 % объема поглощенной воды. Наблюдения в 1962 г. показали, что максимальный расход карстового родника в апреле достигает 2 млн. м³/сутки. Второй максимум был в сентябре — 600 тыс. м³/сутки. Зимний минимум был в феврале, а летний — в августе. Большую часть года (за исключением февраля и марта) расход карстового родника был больше, чем количество воды, поглощаемой понором. Соотношение между минимальным и максимальным поглощением понором было 1:137, а для расхода родника — 1:42. Для родников Тоннель и Малый выток эти отношения были соответственно 1:257 и 1:52 (J. Rauser, O. Stelcl, V. Vlcek, 1965).

Вторую группу составляют выделенные А. А. Крубером исчезающие на границе распространения известняков и некарстующихся пород реки и ручьи, или сокращенно пограничные (см. рис. 22, 5). К сожалению, А. А. Крубер не приводит примеров пограничных исчезающих рек и ручьев.

Третью группу составляют реки и ручьи, исчезающие внутри карстового массива (см. рис. 22, 6). В зависимости от местных условий, они обладают различной морфологией долин. Такова Сухая речка в Кунгурском районе. В верховье имеется постоянный водоток, в среднем течении которого наблюдается постепенное уменьшение водности. Нижний отрезок долины представляет суходол. Речная вода уходит в карстовые воронки, которыми усеяно дно долины. Ниже места исчезновения на дне крупных карстовых воронок можно видеть подземное течение в подрусловом канале.

В. А. Балков (1967) в качестве примера внутрикарстовых исчезающих рек и ручьев называет Сухую, Крутой, Межевой лог и Покровский лог.

Четвертую группу представляют реки и ручьи, исчезающие внутри полей (см. рис. 22, 7). Вынырнув у подножья поля на одной стороне, они текут по дну и исчезают в понорах посреди или у другого борта. Эти исчезающие потоки полей особенно многочисленны в Югославии. Они известны в полях: Церкнишко, Планинском, Крбавско, Гацко, Личко и во многих других.

Подземные водотоки, выделенные В. А. Балковым как постоянные и исчезающие пещерные реки, мы не рассматриваем, так как эта разновидность рек и ручьев является объектом спелеологическим и гидрогеологическим (т. I, стр. 180—182).

Суходолы

Одной из характерных форм карстового ландшафта являются суходолы. Они в большинстве случаев представляют стадию развития речных долин, покинутых поверхностным потоком, когда под ними имеется только подземный сток вод, поглощенных понорами.

Д. В. Рыжиков (1954) по условиям образования и морфологии выделяет пять типов суходолов.

1-й тип — *суходолы с нормальным уклоном (продольным профилем) и русловым потоком в нижних частях*. Поток образуется за счет пластовых или рассредоточенных выходов карстовых вод. По Д. В. Рыжикову — это начальная стадия развития. В качестве примера он называет суходол р. Губахи в Кизеловском районе на Урале, лог Апреловский на Уфимском плато.

2-й тип — *суходолы с нормальным уклоном (продольным профилем), но без потока в нижних частях*. Это более поздняя стадия развития. В качестве примеров указывается лог Студеный в Кизеловском районе и лог Кудаш на Уфимском плато.

3-й тип — *висячие суходолы*. Это еще более поздняя стадия. Примером могут служить лога Ладейный, Свиной и другие в Кизеловском районе. Русло этого типа суходолов, как и первых двух, усеяно карстовыми воронками.

4-й тип — *слепые суходолы*, возникшие в результате исчезновения рек при вступлении в закарстованную зону. При уменьшении количества осадков или перехвате исчезающей реки такие суходолы будут уже лишены поверхностного потока.

5-й тип — *суходолы-излучины*. Они были подробно рассмотрены ранее в разделе «Морфология долин карстовых районов».

Указанными пятью типами не исчерпывается все разнообразие суходолов. Вопрос этот требует специальной разработки. Мы же ограничимся только некоторыми соображениями.

Необходимо деление суходолов по их длине. Следует различать: очень малые — <10 м, малые — 10—100 м, средние — 100—1000 м и большие — > 1 км суходолы.

Далее следует различать суходолы-овраги и речные суходолы. Суходолы, находящиеся на овражной стадии, называются на Урале карстовыми логами, а также карстовыми оврагами. Это начальная стадия развития эрозионных долин в карстовых районах, когда еще не вскрыты подземные воды. От обычных оврагов и логов эти суходолы отличаются тем, что их дно, а иногда и склоны, осложнены карстовыми воронками. По существу это эрозионно-карстовые овраги или лога. Развитие таких долин происходит в основном за счет эрозии (и аккумуляции) при участии карста. Талые и дождевые воды часто не доходят до устья, так как поглощаются карстовыми воронками. Рост карстовых воронок путем коррозии,

эрозии, а в покрытых типах карста и суффозии, преобразует морфологию долин этих временных потоков.

Когда овраг с нормальным уклоном своей приустьевой частью, вскрыет карстовые воды, то этот I тип Д. В. Рыжикова может быть

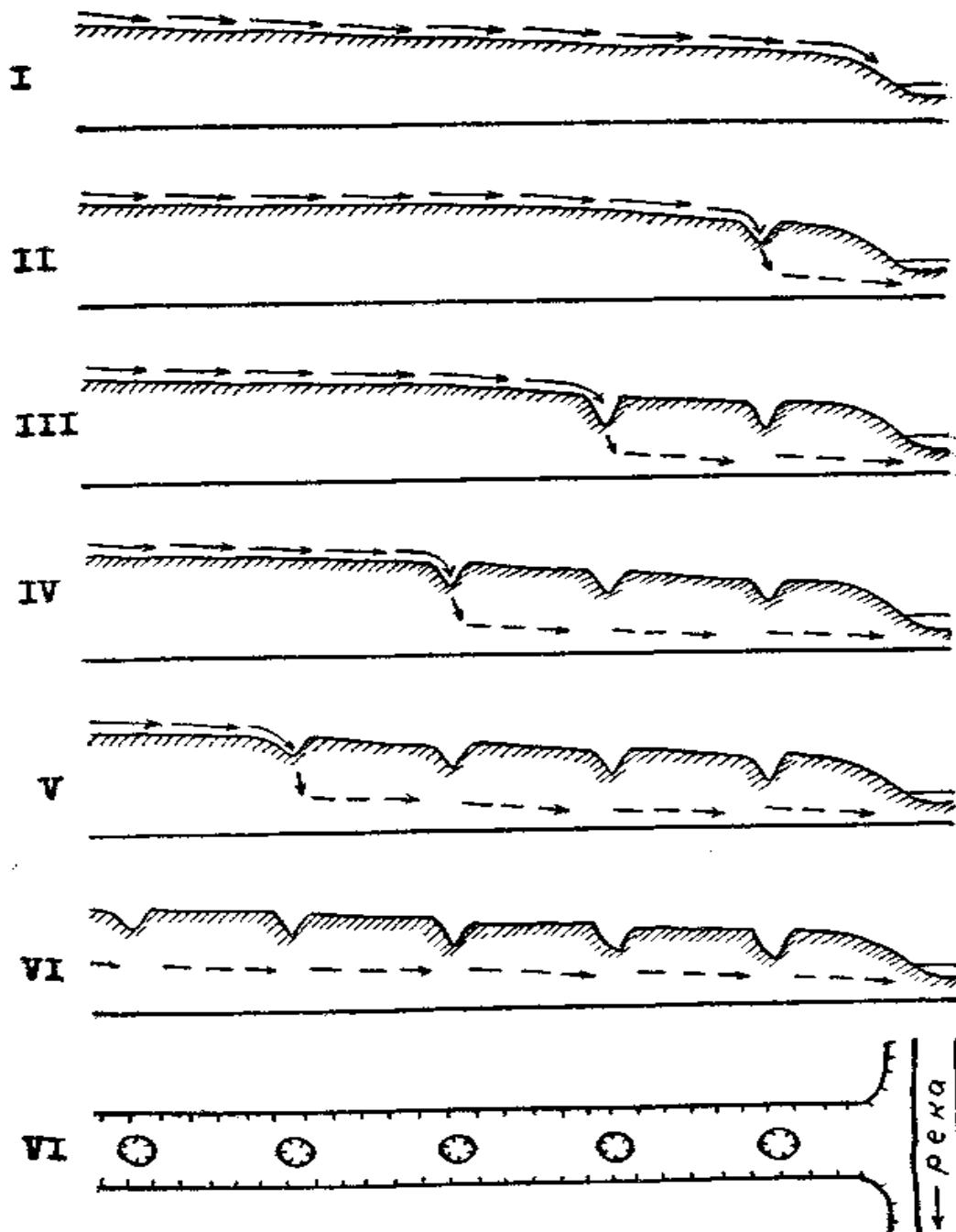


Рис. 27. Превращение речной долины в суходол:
1 — поверхностный водоток, 2 — подземный водоток.

второй стадией, а II тип — первой. Все зависит от соотношения между скоростью глубинной эрозии и поднятием района. При опускании района вначале может быть усеянный карстовыми воронками суходол с нормальным продольным профилем. При повышении уровня карстовых вод и продолжающейся глубинной эрозии второй стадией будет I тип суходола Д. В. Рыжикова.

Речные суходолы, которые ранее были детально освещены при рассмотрении исчезающих рек и ручьев, являются конечной стадией развития долин в карстовых районах. Они возникают тогда, когда, вследствие перевода поверхностного стока на подземный, водотоки покидают речную долину. Происходит это постепенно, причем обычно длина сухого русла периодически, а затем и постоянно увеличивается попятно — от устья к верховью. Такой регрессивный путь развития суходолов обусловлен тем, что река или ручей имеет наибольший объем стока в устьевой части. Кроме того, обычно устье более глубоко врезано в карстующиеся породы, чем верховье. Под долиной водотока возникает подрусловой сток в карстующихся породах (т. I, стр. 50—57). Поступающая вглубь через трещины, щели и поноры речная вода коррозией и эрозией превращает трещины под руслом в щели, затем в каналы. Подрусловые полости в приустьевой части в какой-то момент уже в состоянии поглотить весь речной поток. На дне долины ниже системы трещин и щелей, а также поноров и воронок, которые поглотили водоток, возникает суходол. Место поглощения постепенно отступает к верховью и, наконец, вся речная долина превращается в суходол (рис. 27).

Этот обычный путь регрессивного роста речных суходолов может быть изменен различием в литологии карстующихся пород, разной интенсивностью восходящих неотектонических движений на протяжении речной долины.

Упомянутые выше суходолы-излучины также представляют разновидность речных суходолов.

РЕЖИМ РЕК КАРСТОВЫХ РАЙОНОВ

Реки являются продуктом климата, ландшафта и времени (Б. А. Аполлов, 1952). А. И. Воейков еще в 1887 г. дал общую климатологическую классификацию рек, которая является основной и до настоящего времени. Он выделил 9 типов рек, разделяющихся на 4 группы: I. Талое питание имеют 3 типа рек; II. Дождевое — 4; III. Талое — дождевое; IV Подледниковое. М. И. Львович (1945) предложил классификацию водного режима рек по преобладающему источнику питания и сезону с преобладающим стоком. Он различает 4 источника питания рек: снеговое, дождевое, ледниковое и подземное. Затем определяется сезон с наибольшим питанием: весна, лето, осень или зима. Дается также количественное выражение стока в сезоне с тремя градациями: более 80 %, 79—50 % и менее 50 %. В результате М. И. Львович выделил 38 типов

водного режима рек, которые укрупнены и сведены к 12-и поясным типам. Для лоанского типа режима с преобладанием подземного питания указано, что он возможен в карстовых районах.

Интересная работа по режиму стока рек карстовой области Абхазии и Мегрелии выполнена Г. Н. Гигинейшвили (1965). Некоторые данные были приведены в начале главы.

В классической стране карбонатного карста — Югославии, где площадь карстующихся пород составляет $73\,470\text{ км}^2$, или 28,4 % всей территории, режим рек изучен Д. Дукичем (1959, 1968). Ранее на схематической карте М. И. Львовича (1945) западная часть Югославии (Динариды) отнесена к средиземноморскому типу режима, а остальная — к одерианскому. Первый характеризуется дождевым питанием, сухим, маловодным летом и влажной, многоводной зимой; одерианский режим — преобладанием дождевого питания и весеннего стока.

Д. Дукич (1968) под режимом карстовых рек подразумевает изменение уровней и количества воды во времени. Он различает 4 типа режима с несколькими вариантами.

I. Переходный нивальный режим характерен для р. Соча в Юлийских Альпах со средней высотой бассейна 767 м над у. м. Нивальные компоненты имеют большое значение в питании этой реки. Наивысший уровень наблюдается в мае и июне, когда тают снега. Высокие уровни отмечаются и в ноябре во время осенних дождей. Наинизший уровень — в январе-феврале, когда преобладает подземное питание. Летом низкий уровень наблюдается в июле, но он выше, чем в феврале.

II. Нивально-плювиальный режим, характерный для рек высоких планин, в карстовых районах Югославии имеет два варианта.

1. Альпийский вариант свойственен притокам р. Савы и самой Саве до устья р. Любляницы, а также истокам р. Савиньи. Около 30 % осадков выпадает в виде снега. Это дает около 650 млн. м^3 воды, которая придает режиму рек Сава Долинная и Сава Бохиньская нивальные особенности. Обильные осенние дожди (максимум в октябре — в среднем 310 мм) являются причиной высоких уровней рек в ноябре, которые выше, чем в майское половодье. Наинизший уровень, характерный для нивальных условий, — в феврале.

2. Динарско-Македонский вариант типичен для рек Дрина, Пива, Тара и многих других. Наивысший уровень наблюдается в мае, у некоторых рек — в апреле, а также в декабре или в ноябре. Наинизший уровень — в августе или в сентябре. Наибольшие амплитуды экстремальных уровней имеет р. Тара в Щепанском поле — 669 см, а у Невер Тары — 900 см. На р. Таре был установлен наибольший подъем до 630 см в сутки.

III. Плювиально-нивалый режим в карстовых районах Югославии имеет 5 вариантов. Он типичен для рек с высотами бассейна в интервале 2000—500 м. Это посавский (от р. Савы), умеренно-средиземноморский, умеренно-континентальный, македонский и средиземноморский варианты. Наиболее своеобразен средиземноморский

**Гидрометрическая характеристика важнейших рек карстовых
районов Югославии**
(по Д. Дукичу, 1968)

№	Реки	Площадь бассейна, <i>км²</i>	Сток, <i>м³/сек</i>			Коэффициенты стока		
			Q ₀	Q _{зим}	Q _{лет}	Q ₀ : Q _{зим}	Q ₀ : Q _{лет}	Q _{зим} : Q _{лет}
Бассейн Адриатического моря								
1	Соча	2278	123,0	118,0	128,0	1,04	0,95	0,92
2	Идрийца	657	38,8	37,4	40,2	1,07	0,97	0,93
3	Вишава	668	19,2	18,5	19,9	1,04	0,97	0,93
4	Нотраньска	1000	30,5	35,0	26,0	0,87	1,17	1,34
5	Мирна	563	15,5	18,5	12,5	0,84	1,24	1,48
6	Раша	415	11,7	13,9	9,5	0,84	1,23	1,47
7	Риечина	480	24,5	29,2	20,0	0,84	1,23	1,46
8	Лица	1570	28,0	36,7	19,3	0,77	1,45	1,88
9	Гацка	830	13,5	17,7	9,3	9,76	1,45	1,90
10	Зрманья	780	22,7	28,4	17,0	0,80	1,34	1,67
11	Крка	2250	49,4	60,0	38,8	0,82	1,27	1,55
12	Бутишница	333	12,6	14,5	10,7	0,87	1,17	1,36
13	Цетина	5800	144,0	192,0	96,0	0,75	1,50	2,00
14	Реки Ливанского поля	—	41,3	52,5	30,1	0,79	1,37	1,74
15	Реки Дуванского поля	—	13,7	17,4	10,0	0,79	1,37	1,74
16	Реки Бушского болота	—	17,0	21,7	12,4	0,78	1,37	1,75
17	Неретва	12 750	378,0	483,0	273,0	0,68	1,38	1,77
18	Рама	550	36,9	44,4	29,4	0,84	1,27	1,51
19	Требижат	933	38,0	48,5	27,5	0,78	1,39	1,77
20	Буна	1098	39,0	54,5	25,2	0,71	1,56	2,16
21	Требишница	2300	114,0	146,0	82,0	0,78	1,39	1,78
22	Морача	3200	151,0	199,0	103,0	0,76	1,44	1,93
23	Зета	1400	73,6	97,1	50,1	0,75	1,46	1,94
24	Цийевна	564	24,7	32,6	16,8	0,76	1,47	1,94
25	Черный Дрим	2340	19,5	18,4	20,6	1,05	0,94	0,89
26	Радика	877	24,0	22,7	25,3	1,06	0,95	0,95
27	Б. Дрим	1192	12,6	13,9	11,3	0,91	1,10	1,23
28	Печка Бистрица	516	9,0	10,0	8,0	0,90	1,13	1,25

Окончание табл. 16

№	Реки	Площадь бассейна, км ²	Сток, м ³ /сек			Коэффициенты стока		
			Q ₀	Q _{зим}	Q _{лет}	Q ₀ : Q _{зим}	Q ₀ : Q _{лет}	Q _{зим} : Q _{лет}
Бассейн Черного моря								
29	Сава (в верховье)	908	54,1	50,5	57,6	1,07	0,94	0,88
30	Любляница	2066	66,0	61,7	70,3	1,07	0,94	0,88
31	Крка	2054	66,1	67,4	64,8	0,98	1,02	1,04
32	Купа до Кораны	2990	113,0	148,0	77,7	0,77	1,46	0,53
33	Добра	760	30,5	40,2	20,8	0,69	1,47	1,93
34	Корана	2700	86,0	113,0	59,0	0,73	1,41	1,92
35	Уна до устья Саны	4124	98,8	106,0	90,0	0,93	1,10	1,18
36	Унац	762	18,8	20,3	17,3	0,92	1,08	1,17
37	Сана	4400	87,0	94,0	80,0	0,93	1,09	1,17
38	Врбас до устья Врбанье	3784	81,7	88,2	75,3	0,93	1,07	1,17
39	Плива	980	32,3	35,4	29,7	0,91	1,09	1,19
40	Лашва	948	17,6	19,6	15,6	0,90	1,12	1,26
41	Пива	1240	43,2	47,3	39,1	0,92	1,11	1,21
42	Тара	1900	62,5	66,1	58,9	0,95	1,06	1,12
43	Прача	1076	20,2	21,8	18,6	0,93	1,06	1,17
44	Дрина до устья Чеотины	4070	129,0	140,0	118,0	0,92	1,09	1,19
45	Млава	1864	12,6	11,2	14,0	1,12	0,83	0,80
46	Пек до Кучева	846	6,7	7,0	6,1	0,96	1,15	1,45
47	Црни Тимок	1269	12,7	12,9	12,5	0,98	1,02	1,04
Бассейн Эгейского моря								
48	Вардар до устья Трески	1586	22,7	22,0	23,4	1,03	0,97	0,94
49	Треска	2059	24,3	24,7	24,0	0,98	1,01	1,03
50	Лепенац	771	7,6	7,8	7,4	0,98	1,03	1,05

вариант плювиально-нивального режима рек, впадающих в Адриатическое море, а также некоторых исчезающих и вновь возникающих рек (понориц). Наиболее высокие уровни наблюдаются в декабре, самые низкие — в августе. Амплитуда экстремальных

уровней (АЭУ) для реки Зета — 896, Морача у Биоча — 1080, Требишница у Завале — 2465, а у Доброго Дола — 3394 см! Наибольшую АЭУ имеет понорица в районе Требишницы — Заломская река, которая протекает в Невесиньском поле. В поноре около Биограда АЭУ составила 3830 см, или более 38 м! (Максимум — 3830 см 20, 21. XI—1934 г., а минимум — каждый год). При этом в октябре 1925 г. водомер был на нуле, а через 24 часа он показывал 1425 см; 29. X он снизился с 1958 см до 450 см, или за сутки 1508 см, — более 15 м!

IV. *Плювиальный режим* (средиземноморский вариант) имеют реки бассейна Адриатического моря, которые обладают наивысшими среднемесячными уровнями в декабре, а в январе выше, чем в ноябре. Наинизшие уровни наблюдаются в августе, а затем в сентябре. Это реки Истра, Речина, Зрманья, Шуица, Требижат, Брегава, Неретва и реки в поле Лика. Некоторые из них пересыхают летом. Наибольшие АЭУ имеют Лика у Косинья — 1798 и понорица Плоуча у Великого Понора — 2162 см (Д. Дукич, 1959, 1968).

Модули стока бассейнов карстовых рек Югославии значительны (л/сек/км²): Соча — 54, Сава у Радовлице — 59,6, Речина—51, Зета — 52,5, Морача — 47,1, Тара — 45,5, Идрийца — 59,2, Требишница — 58,5 и Рама — 67,8.

В качестве показателя постоянства стока карстовых рек Д. Дукич (1968) берет отношение величины стока в зимнее (X—III) и летнее (IV—IX) полугодия (табл.16).

Приведенные 50 крупнейших карстовых рек Югославии по величине $Q_3:Q_{\text{л}}$ он делит на 6 групп, которые характеризуются различными условиями для строительства гидроэнергетических сооружений.

Группа	Количество рек	Величина $Q_3 : Q_{\text{л}}$	Количество имеющихся и строящихся электростанций
1	8	1,10—0,91	5
2	4	0,90—0,81	6
3	11	1,11—1,25	5 и несколько проектирующихся
4	7	1,26—1,50	1 (Речина)
5	18	более 1,51	Водохранилища Перуча на Цетине объемом 0,55 км ³ , Ябланичко на Неретве — 0,32 км ³ , Гранчарово на Требишнице — 1,1 км ³ и другие используются в крупнейших гидроэлектростанциях Югославии (Сплит, Дубровник, Ябланичко и других).
6	2	менее 0,81	

Густота речной и долинной сети

Одной из количественных характеристик карстовых районов является густота речной и долинной сети. Густота речной сети закарстованной территории — это отношение суммарной длины всех рек (в погонных км — $\sum L$), включая и временные пересыхающие водотоки (речные суходолы), к площади, выраженной в км² (F).

$$D = \frac{\sum L}{F}$$

Выражается она в километрах на квадратный километр.

Густота долинной сети вычисляется подобным же образом для суходолов-оврагов. Это густота овражно-балочной сети.

Густота речной сети является показателем развития поверхностного стока на закарстованной территории. Следовало бы вычислять отдельно густоту сети постоянных и периодически исчезающих рек. И. С. Щукин (1960) также отмечает большое значение густоты гидрографической сети, образованной постоянными водотоками, так как она определяет облик ландшафта и условия хозяйственной деятельности человека.

Приведем данные о густоте речной сети некоторых закарстованных и прилегающих к ним некарстовых территорий.

Типичные карстовые районы почти лишены постоянных поверхностных водотоков. Поэтому густота речной сети их близка к нулю. Примером карстовой области с отсутствием речной сети может явиться равнина Налларбор, находящаяся севернее Большого Австралийского залива (Г. А. Максимович, 1962). В Югославии карстовые районы имеют наименьшую густоту речной сети, не превышающую 0,05 км/км², при средней густоте рек страны равной 0,47 км/км² (Д. Дукич, 1958). Реки не пересекают Крымские горы. Густота речной сети карста яйл равна нулю. Та же картина наблюдается в центральной части Силурийского плато.

По южной части Пермской области подсчет густоты речной сети производился дважды. По Л. А. Шимановскому (1961) в восточной части, сложенной закарстованными гипсами и известняками, густота 0,09—0,12 км/км², в то время как в западной части, сложенной некарстующимися породами, она 0,2—0,3 км/км². В. А. Балков и В. В. Карпов (1964) приводят более подробные данные для этой же территории (таблица 17). В этой таблице градации степени развития речной сети не отличаются строгостью.

На Южном Урале закарстованный участок среднего течения р. Ай обладает густотой речной сети 0,37 км/км², а на Северном Урале на р. Вагран (бассейн Сосьвы) — до 0,03 км/км² (П. В. Молитвин, 1962). Весьма интересные данные о густоте речной сети закарстованного Онего-Северодвинского междуречья приводит Н. П. Торсуев (1961, 1964). Он отмечает, что на этой территории наиболее повышенные участки, отличающиеся максимальным уклоном, характеризуются наименьшей густотой речной сети. Пониженные участки обладают наибольшей густотой.

Густота речной сети в южной части Пермской области
(по В. А. Балкову и В. В. Карпову, 1964)

Районы		Наличие карста	Степень развития речной сети	Пределы густоты речной сети, км/км ²
IV	Иренско-Сылвинское междуречье	карст гипсов	наименьшая	0,21—0,30
	Верховья Ирени и свод Уфимского вала	карст карбонатов	„	0,11—0,20
	Кишертско-Суксунский	карст гипсов	„	0,21—0,30
V	Сылвинско-Бардинское междуречье	на западе — известняки	повышенная	0,31
		на востоке — обломочные	„	0,60
II	Бассейны Буя и Тулвы	карста нет	„	0,31—0,60
	Водоразделы	„	небольшая	0,11—0,20
I	Сивинско-Фокинский район	„	средняя	0,21—0,40, на СЗ и ЮЗ 0,11—0,20, на западе 0,51—0,70
III	Левобережье Ирени и Б. Таныпа	„	наиболее высокая	преобладает 0,51—0,70, по окраинам и на юге 0,31—0,40

Густота речной сети рассматриваемой территории в среднем составляет около 0,70 км/км². Она изменяется от 0,0 до 1,5 км/км². Наибольшая густота до 1,5 км/км² отмечена для бассейна р. Ваги, где развита мощная толща четвертичных отложений.

На закарстованной территории в бассейне р. Емцы на площади более 800 км² густота составляет 0 км/км². Подобная картина наблюдается и в Плесеком районе Архангельской области. На междуречьях Ваймуги и Емцы, Емцы и Мехреньги, Емцы и Моши, Шелексы и Емцы густота речной сети не превышает 0,05—0,15 км/км². В среднем течении Онеги, в верховье Емцы, Шелексы, где в долинах рек развиты родники, ручьи, небольшие речки карстового типа, густота увеличивается до 0,31—0,40 км/км².

Левобережье нижнего течения р. Моши, правобережье р. Онеги от ее широтной излучины до устья р. Моши обладают плотностью

не более $0,2 \text{ км/км}^2$. В верхнем течении р. Ваймуги и на правом берегу Шелексы густота $0,21—0,30 \text{ км/км}^2$. Густота до $0,40 \text{ км/км}^2$ наблюдается на большой территории, которая протянулась от широтной излучины р. Онеги до устья р. Пинеги. Густота речной сети Онего-Северодвинского междуречья показана на рис. 28.

Необходимо шире практиковать подсчеты густоты речной сети карстовых районов.

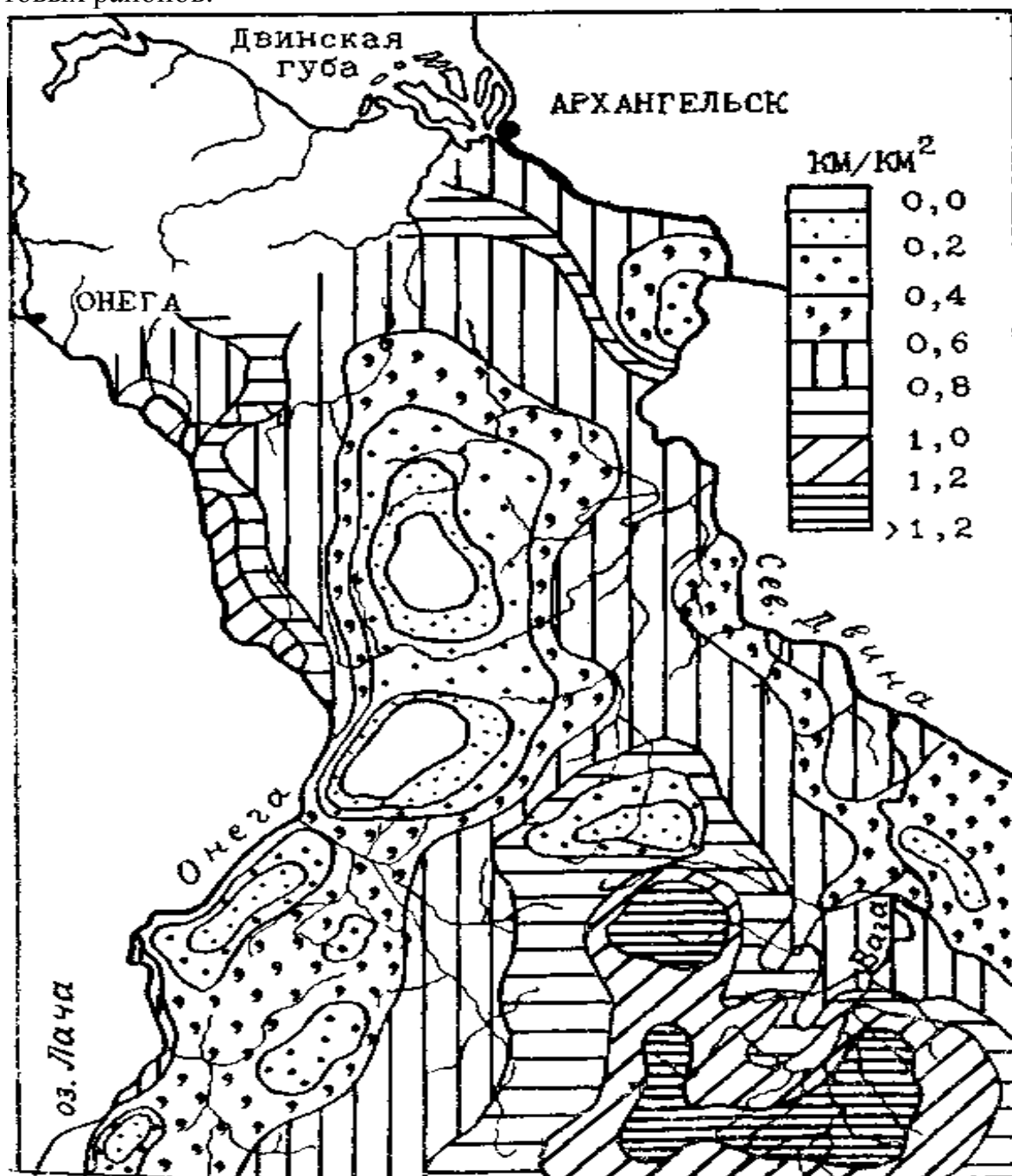


Рис. 28. Картограмма густоты речной сети Онего-Северодвинского междуречья (в изоденсах) по Н. П. Торсуеву (1964)

Приведенные сравнительно немногочисленные данные показывают, что в карстовых районах густота речной сети изменяется от 0 до 0,5 км/км². Предварительно можно различать следующие градации густоты речной сети карстовых районов.

Классы	Густота речной сети карстовых районов, км/км ²
I. Незначительная	0—0,10
II. Малая	0,10—0,20
III. Средняя	0,20—0,30
IV. Большая	0,30—0,40
V. Очень большая	> 0,40

В некарстовых районах в хорошо дренированных бассейнах густота речной сети достигает 1,7 км/км² (Б. А. Аполлов, 1952).

Густота речной сети зависит также и от степени детальности картографического материала, который использован для вычисления. Подсчеты по мелкомасштабным картам дают цифры меньше, чем по крупномасштабным.

Густота долинной (овражно-балочной) сети

На карте густоты овражно-балочной сети европейской части СССР (С. С. Соболев, 1948), составленной на базе 10-верстной карты и уменьшенной до 1:5 000 000, густота изменяется от 0 до 1,1 км/км². Приведенная в книге в уменьшенном виде карта не позволяет судить о густоте долинной сети карстовых районов. В районировании территории по густоте и типизации эрозионного рельефа закарстованные области не выделены (С. С. Соболев, 1948).

При наличии картографических материалов следует вычислять густоту долинной (овражно-балочной) сети карстовых районов.

Другие показатели рек карстовых районов

Укажем некоторые другие морфометрические показатели, которые следует вычислять для карстовых районов и сопоставлять с такими же показателями рек прилегающих некарстовых районов.

Извилистость рек. Отношение длины участка реки (L), измеренной по карте, к длине по прямой от начала до конца того же участка (l) называется коэффициентом извилистости данного участка реки.

$$K = \frac{L}{l}$$

По подсчетам Н. П. Торсуева (1961), коэффициент извилистости р. Емцы на закарстованной территории равен 1,4, а для р. Ваги, протекающей среди некарстуемых пород, он равен 1,66. В этой

работе содержится утверждение, что карст способствует уменьшению извилистости рек. Признавая справедливость этого положения, следует отметить, что необходимо также учитывать время заложения речной долины. В молодых речных долинах, особенно в горных районах, где преобладает решетчатый тип речной сети, извилистость, поперечных рек в карстующихся породах будет примерно такой же, как и в некарстующихся.

В предгорьях долины антецедентного заложения, наложенные сверху или эпигенетические поперечные долины, могут пересекать закарстованное плато с сохранением излучин. Примером может служить р. Сылва, пересекающая Уфимское плато между Кишертью и Кунгуром. Коэффициент извилистости здесь 1,64.

Из других показателей укажем *частоту притоков* (n). Это число рек на единицу площади бассейна F .

$$n = \frac{N}{F}$$

N — общее число притоков, F — закарстованная площадь бассейна рек в км². Автору неизвестны такие подсчеты для карстовых районов.

Коэффициент развития речной системы. Отношение суммы протяжений притоков первого порядка $\sum L_1$ к длине главной реки L называется коэффициентом развития речной сети первого порядка K_1 :

$$K_1 = \frac{\sum L_1}{L}$$

Соответственно, коэффициентом развития речной сети второго порядка будет

$$K_2 = \frac{\sum L_2}{L}$$

и так далее (Б. А. Аполлов, 1952).

Частота притоков, как и коэффициент развития речной сети первого порядка, в карстовых районах обычно меньше, чем эти показатели для рек некарстовых районов, находящихся в сходных, физико-географических условиях.

Влияние питания карстовыми водами на термический режим рек

Питание карстовыми водами сказывается на термическом режиме рек. К сожалению этот вопрос недостаточно изучен. В качестве примера приведем данные о крымских реках (А. В. Плащев, 1966). Это Алма, Кача, Бельбек, Черная, Салгир. Карстовые воды оказывают наибольшее влияние на термику р. Черной, которая берет начало из Скульского карстового источника, обладающего расходом 40—220 л/сек, а также р. Бельбек до Счастливого, рек Алмы,

Дерекойки, Коккозки. В летние месяцы температура воды увеличивается от верховья с карстовым питанием к устью. Для Алмы, Качи, Бельбека и Черной в нижнем течении в июле вода теплее, чем в верховьях, на $4^{\circ},4—6^{\circ},9$. Максимум температуры воды в верхнем течении наступает в августе, т. е. на месяц позже, чем на нижнем, равнинном участке.

У рек южного склона Крымских гор в течение всего года за счет карстового питания среднемесячные температуры в верховьях ниже, чем в устьевой части. Небольшие притоки, питающиеся карстовыми водами, зимой имеют более высокую температуру, чем в «главной» реке, а в летне-осенний период, наоборот, вода притоков холоднее.

Необходимо изучение температурного режима карстовых рек и в других районах.

О химическом составе речных вод карстовых районов

Ранее автором была показана зональность и поясность химического состава речных вод земного шара (Г. А. Максимович, 1955). Были выделены широтные зоны (рис. 29).

I. Зоны преобладания гидрокарбонатно-силикатных (кремнеземных) и силикатно(кремнеземно)-гидрокарбонатных гидрохимических фаций, богатых органическим веществом речных вод тундры.

II. Зоны преобладания гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций речных вод лесной полосы.

III. Зоны преобладания гидрокарбонатно-сульфатных, сульфатных и хлоридных гидрохимических фаций речных вод лесостепи и степи.

IV. Зоны пустынь, для которых реки не характерны. Состав вод транзитных и малых окраинных рек обусловлен водностью зоны, из которой притекала река.

V. Зона преобладания силикатных (кремнеземных) и гидрокарбонатно-кремнеземных (силикатных) гидрохимических фаций богатых органическим веществом рек тропиков (и субтропиков).

Горы отличаются вертикальной поясностью химического состава речных вод. Истоки высокогорных рек обладают силикатными (кремнеземными) и гидрокарбонатно-силикатными (кремнеземными) гидрохимическими фациями речных вод. Ниже состав изменяется по законам вертикальной гидрохимической поясности.

Кроме основных зональных факторов на составе речных вод сказываются и автономные. В частности, в районах гипсового и соляного карста возникают литологически обусловленные участки, не подчиняющиеся зональным законам (Г. А. Максимович, 1961).

Минерализация воды рек карстовых районов изменяется в широких пределах. По величине минерализации вод или общему содержанию

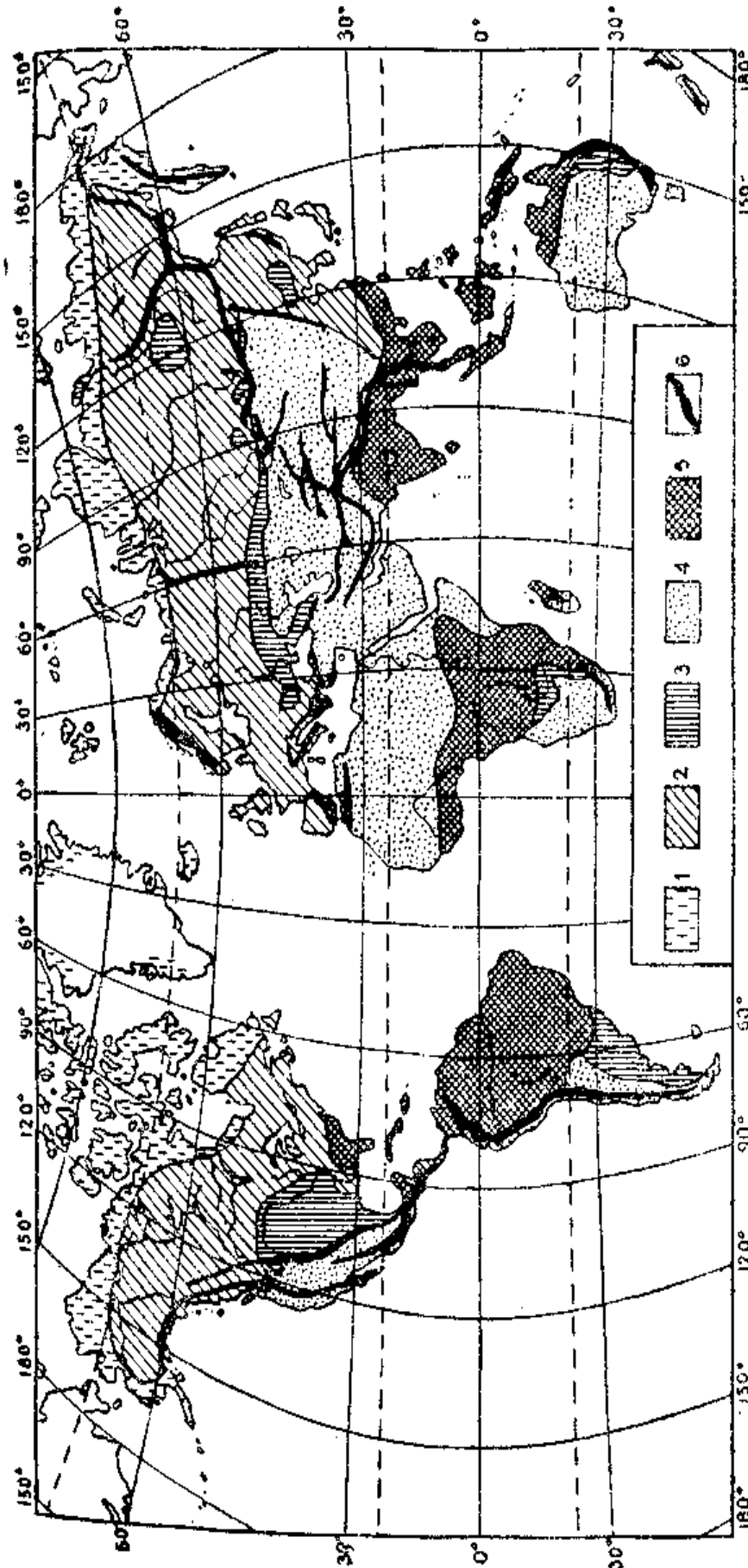


Рис. 29. Схематическая карта зон гидрохимических фаций речных вод (Г. А. Максимова, 1955):
 1 — зоны преобладания гидрокарбонатно-силикатных (кремнеземных) и силикатно(кремнеземно)-гидрокарбонатных гидрохимических фаций, богатых органическим веществом речных вод тундр; 2 — зоны преобладания гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций рек лесов; 3 — зоны преобладания гидрокарбонатно-сульфатных, сульфатных и хлоридных гидрохимических фаций речных вод лесостепи и степи; 4 — зоны пустынь, для которых реки не характерны. Состав вод

транзитных рек обусловлен водностью зоны, из которой притекла река; 5 — зона преобладания силикатных (кремнеземных) и гидрокарбонатно-силикатных (кремнеземных) гидрохимических фаций, богатых органическим веществом рек тропиков и субтропиков; 6 — горы, где истоки высокогорных рек характеризуются преобладанием силикатных (кремнеземных) и гидрокарбонатно-силикатных (кремнеземных) гидрохимических фаций. Ниже состав вод изменяется в соответствии с вертикальной гидрохимической поясностью

растворенных веществ реки могут быть подразделены на следующие классы.

Классы	Степень минерализации (м)	Минерализация, г/л
I.	Пресные с очень малой м.	<0,1
II.	» с малой м.	0,1—0,2
III.	» со средней м.	0,2—0,5
IV.	» с повышенной м.	0,5—1
V.	Солоноватые	1—10
VI.	Соленые	10—50
VII.	Рассолы	>50

Реки районов карбонатного карста в большинстве являются пресными (классы I—IV). В зависимости от климатической зоны они относятся к одному из первых четырех классов минерализации (Г. А. Максимович, 1955). I класс характерен для рек областей тропического карста. К классу IV относятся реки карбонатного карста пустынь или полупустынь. Воды рек сульфатного и соляного карста — IV и V классов.

Небольшие ручьи соляного карста в полупустынной зоне, например Горький Ерик на Баскунчаке, относятся даже к VI и VII классам (Г. В. Короткевич, 1958).

Химический состав речных вод карстовых районов в литературе освещен недостаточно. Ранее в предварительном сообщении Р. В. Азанова (1949) указывала, что реки, протекающие среди закарстованных карбонатных толщ Кизеловского района на Урале, Крыма, Закавказья (Цхалтубо), относятся к различным гидрохимическим фациям гидрокарбонатной формации.

Карстовые реки гипсового карста относятся к сульфатной гидрохимической формации и, в частности, к сульфатно-кальциево-гидрокарбонатной гидрохимической фации. В качестве примера названа р. Ирень в Пермской области.

В районе соляного карста озера Баскунчак среди притоков этого озера наиболее интересна небольшая речка Горький Ерик. Она начинается в озере карстового происхождения площадью 0,5 га и имеет хлоридно-натриевый состав. В 1952 г. она приносила в оз. Баскунчак 4000 т в сутки, или около 170 т соли в час (Г. В. Короткевич, 1958).

В Пермской области впадение в р. Вишерку многочисленных соляных карстовых источников приводит к появлению не характерной для данной гидрохимической зоны автономной хлоридно-натриевой гидрохимической фации (Г. А. Максимович, 1955).

Химизм рек гипсового карста в Кишертско-Суксунском районе обстоятельно изучен К. А. Горбуновой (1960, 1961, 1965). На восточном крыле Уфимского вала было обследовано шесть небольших рек, которые протекают в районе развития закарстованных толщ гипсов западной части Предуральяского краевого прогиба. Внутрикарстовые

реки: Кишертка, Мазуевка, Советянка и другие в той или иной степени испытывают влияние сульфатного карста, так как питаются подземными водами. В зависимости от положения места разгрузки сульфатных карстовых вод в долине и степени участия их в питании, К. А. Горбунова подразделила реки на несколько типов.

I. Реки, начало которым дают сульфатные карстовые источники (р. Кишертка). Ниже по течению появляются другие источники питания, что может привести к уменьшению минерализации воды.

II. Исток реки представляет собою некарстовый источник с небольшим дебитом. Резкое увеличение расхода реки происходит несколько ниже истоков в месте впадения сульфатных источников (р. Мазуевка). Здесь наблюдается также увеличение минерализации и изменение гидрохимической фации.

III. В верхнем и среднем течении река питается некарстовыми водами. Резкое возрастание расхода и изменение минерализации наблюдается в нижнем течении за счет притока сульфатных карстовых вод (р. Советянка). Этот тип аналогичен второму типу, выделенному Л. А. Владимировым (1955).

IV. Реки, питающиеся на всем протяжении как карстовыми, так и некарстовыми водами. Сульфатные карстовые источники с небольшим дебитом вызывают повышение минерализации воды на небольшом отрезке течения ниже впадения их. Минерализация воды изменяется скачкообразно. Рассмотрим изменение химического состава этих типичных рек от источников к устью.

I тип. Р. Кишертка — типичная карстовая река впадает в р. Сылву у с. Усть-Кишертъ. Протяженность ее около 10 км. Ее упоминает еще В. И. Геннин (1937) в «Описании уральских и сибирских заводов 1735 года. Он писал, что «речка Кишертъ вершиною выпала выше Стретинского села из ельника, которая течение имеет поверх земли и под землею, и подземельного течения имеет, например, верст до 6».

Начало р. Кишертке дают восходящие источники в Низковской карстовой депрессии. С ю.-з. в депрессию впадает крупный суходол. В настоящее время сток по нему происходит только весной после таяния снега. Сухая долина имеет крутые склоны и узкое дно, по которому прослеживается русло, выложенное крупнообломочным материалом. Раньше по дну суходола, вероятно, текла река, начинавшаяся за Сибирским трактом у с. Сабарка и д. Моргуново. Это показано на карте в атласе Академии наук 1745 г. В. Ф. Богословский (1954) указывает, что река исчезла на участке между деревнями Моргуново и Куликово. На памяти старожилов в с. Сабарка по дну долины текла река.

Исток р. Кишертки сейчас представляет собою восходящий источник, вытекающий из углубления. Ранее река от места выхода текла в одном направлении. Позже, примерно в 1949 г., она была искусственно разделена на два рукава, направленные в противоположные стороны: к д. Низкое и к плотине мельницы.

Замеры расходов р. Кишертки (7—8 VII — 1959 г.) способом поплавков показали:

Место замера	Расстояние от устья, км	Расход, л/сек
Северный рукав вблизи истока	—	13,3
Южный рукав вблизи истока	11,2	13,5
Суммарный расход восходящего ключа	11,3	26,8
Левый источник в 60 м выше устья	7,9	13,5
Правый источник в 50 м выше устья	—	12,0
Кишертка ниже слияния истоков	7,7	26,2
Сединка	0,2	22,6
Кишертка ниже устья Сединки	6,4	48,7
Кишертка выше Зуевского ручья	2,3	51,1
Кишертка ниже Зуевского ручья	2,0	64,4
Кишертка у д. Горшки	0,8	63,6

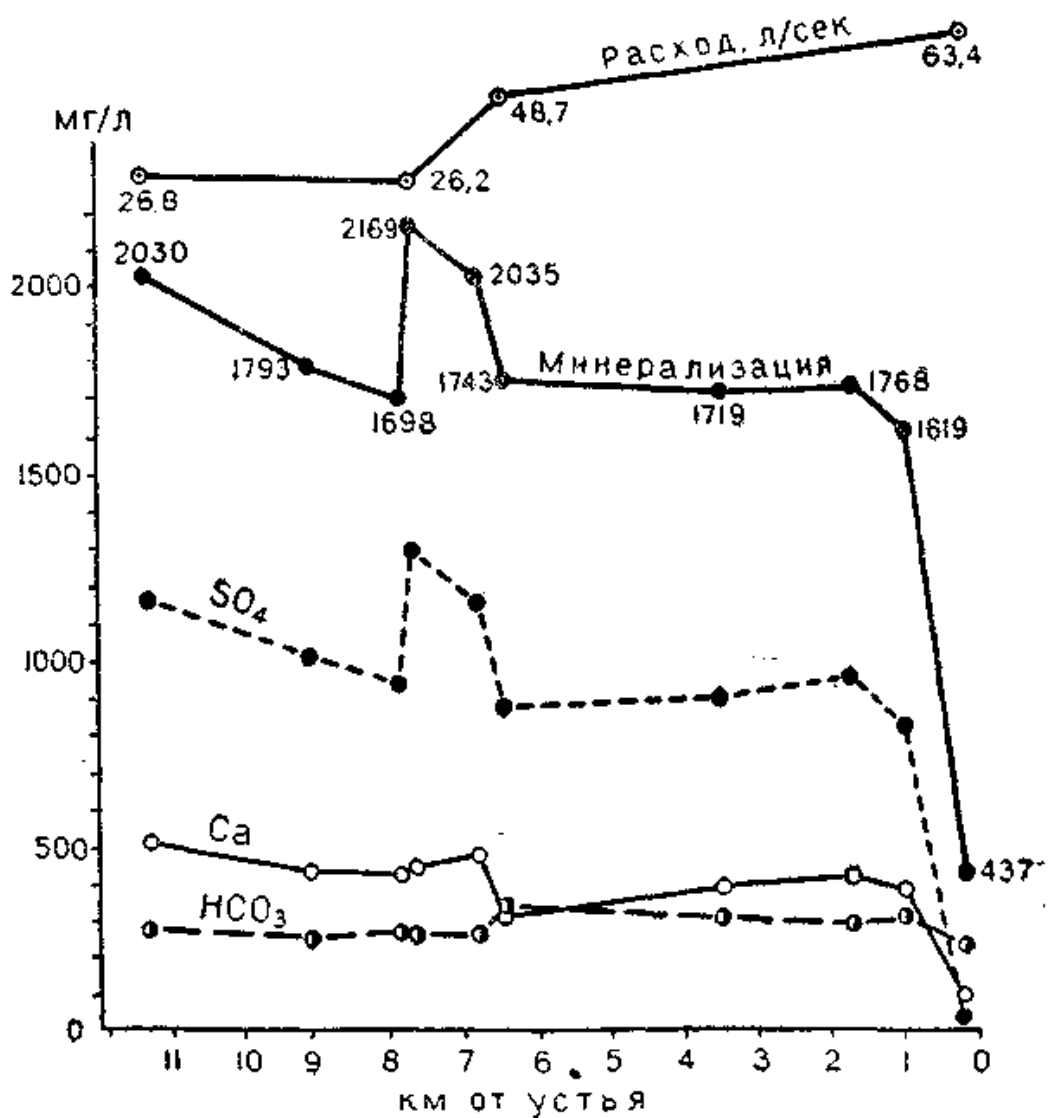


Рис. 30. Гидрохимический профиль р. Кишертки (по К. А. Горбуновой, 1965)

Южный рукав с расходом около 13,5 л/сек в 150 м от места выхода поворачивает на запад. Вскоре он принимает два притока, начало которым дает восходящий источник, начинающийся в сильно заболоченной местности. В юго-западной части д. Низкое ручей поворачивает на север и течет далее по деревне на с.-в. В северной части деревни он соединяется со вторым рукавом. Ниже места слияния их расход равен 26,2 л/сек.

При выходе из Низковской котловины р. Кишертка принимает справа приток — р. Сединку, ниже устья которой она течет на север и впадает в р. Сылву. Расход р. Кишертки растет вниз по течению и вблизи устья достигает 63,6 л/сек. После дождей он сильновозрастает. 28 июля 1957 г. после дождя расход р. Кишертки у д. Гарино составил около 150 л/сек.

Одновременно с замерах расходов отбирались пробы воды на химический анализ. Химический состав р. Кишертки зависит от условий питания и изменяется вниз по течению (рис. 30). В истоках минерализация равна 2030 мг/л (проба 108), а гидрохимическая фация сульфатно-кальциево-гидрокарбонатная. Содержание сульфатного иона достигает 1162 мг/л. Ниже по течению южного рукава, вблизи устья суходола, минерализация уменьшается до 1793 мг/л (проба 111) за счет разбавления более пресными водами, выходящими на дне суходола и поступающими из карбонатных отложений. Заметно растет содержание магния. Ниже впадения северного рукава, вода которого более минерализована, минерализация воды Кишертки, а также содержание в ней сульфатного и кальциевого ионов, увеличиваются (проба 13).

Ниже устья р. Сединки происходит смешение речных вод различного состава (проба 116). От устья ее до Зуевского родника наблюдается некоторое опреснение воды в р. Кишертке (проба 118). На данном участке справа в нее впадают пресные родники гидрокарбонатно-кальциевого состава. При впадении Зуевского родника кривая минерализации идет вначале кверху, а затем снова понижается. При минерализации менее 1400 мг/л гидрохимическая фация изменяется на сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевую. Вблизи устья она составляет 437 мг/л. Здесь сказывается влияние р. Сылвы. Воды р. Кишертки на значительном протяжении не пригодны для питья, вследствие высоких величин минерализации и жесткости.

II тип. Р. Мазуевка впадает в р. Сылву слева у деревни одноименного названия. Первые сведения о ней в литературе относятся к началу XVIII века (А. А. Преображенский, 1956). В 1703 г. воевода Калитин, занимавшийся разведкой полезных ископаемых в Кунгурском уезде, обнаружил серный ключ на р. Иргине. О подобном же ключе на р. Мазуевке ему сообщил М. Загайнов, который сказал, что на мельничном пруду крестьянина М. Старцева есть «серы горючей сок». Калитин послал посадских людей на р. Мазуевку для взятия пробы «серного сока», приказав им спустить мельничный пруд. Это вызвало противодействие населения. Посланцам

Калитина преградил дорогу сам Старцев с детьми и прибежавшими на помощь крестьянами. Угрожая луками, они заставили воеводских посланцев уйти. В 1704 г. на р. Мазуевке была начата постройка молотового завода, владельцем которого был промышленник Ф. Молодой.

В. И. Геннин в 1735 г. (1937) писал: «Речка Мазуевка течение имеет из Дикого озера, и как вышла, то шла поверх земли с полверсты и скрылась под землю, шла версты три две и паки вышла наверх земли под Мазуевским заводом, на которой того завода и плотина построена».

Протяженность р. Мазуевки около 6 км. 19 июля 1959 г. в 7 пунктах были замерены расходы р. Мазуевки способом поплавков. В местах замера расходов были отобраны пробы воды на химический анализ.

Р. Мазуевка начинается юго-западнее д. Мазуевки у тракта на д. Дикое озеро. На правом склоне долинообразного понижения выходят родники из мергелей поповской свиты. После слияния они имеют дебит 5,6 л/сек (рис. 31). Ниже по течению ручья справа из лога впадает небольшой родник. Расход речки выше тракта в 5,3 км от устья увеличивается до 7,2 л/сек. Ниже тракта у подошвы левого высокого склона долины выходят многочисленные сульфатные источники, областью питания которых являются карстовые котловины, расположенные вдоль восточного крыла Уфимского плато. Здесь на речке сооружена плотина. Ниже плотины в 4,3 км от устья расход реки уже составляет 190 л/сек. Ниже по течению он изменяется от 279 до 232 л/сек. Колебания расходов частично обусловлены зарегулированностью реки.

Минерализация и химический состав р. Мазуевки определяются условиями питания. В истоках минерализация — 535 мг/л, а гидрохимическая фация — гидрокарбонатно-кальциевая. Ниже выхода карстовых источников минерализация возрастает до 1804 мг/л, а состав воды изменяется на сульфатно-кальциево-гидрокарбонатный. Вниз по течению наблюдается уменьшение минерализации от 1804 до 1547 мг/л. Это связано с притоком пресных вод р. Бруснянки и р. Ключевой и частично менее минерализованных грунтовых вод. Р. Бруснянка с расходом 25 л/сек имеет минерализацию 523 мг/л, а р. Ключевая соответственно 1,1 л/сек и 516 мг/л. Состав их гидрокарбонатно-кальциевый.

Расход р. Мазуевки замеряли также в июле 1958 г. В 100 м выше устья он составил не более 390 л/сек.

Сульфатные, воды р. Мазуевки оказывают влияние на химический состав р. Сылвы. Общая минерализация сылвинской воды у левого берега растет от 330 мг/л до 447 мг/л ниже устья р. Мазуевки, а гидрофация изменяется с гидрокарбонатно-кальциевой на гидрокарбонатно-сульфатную.

III тип. Р. Советянка впадает в Суксунский пруд. Протяженность ее 7,6 км. Начало ей дают источники с небольшим дебитом, вытекающие из мергелей поповской свиты у д. Чечуварка. Расход

р. Советянки от истоков вниз по течению медленно растет от 0,7 до 18 л/сек (в 4,8 км от устья). В среднем течении слева в нее впадает р. Ключевая Каменка с дебитом 4 л/сек. Несмотря на это, расход уменьшается до 16 л/сек (в 2,8 км от устья). По сведению местных жителей, в сухие годы речка на этом участке исчезает.

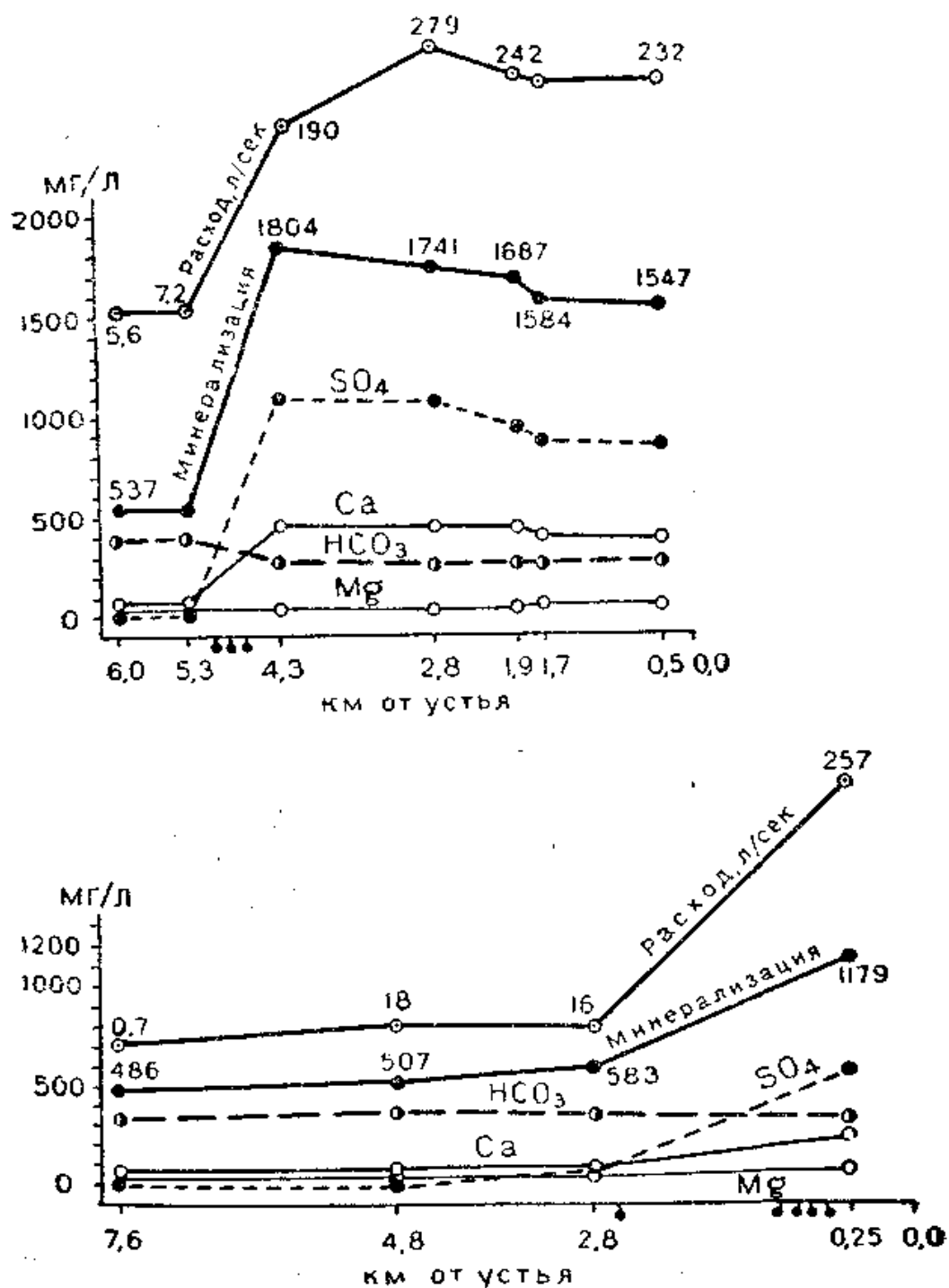


Рис. 31. Гидрохимические профили рек Мазуевки (вверху) и Советянки (по К. А. Горбуновой, 1965)

В нижнем течении в р. Советянку слева впадают многочисленные восходящие источники с дебитом до 54 л/сек, ниже которых расход возрастает и в устье составляет 257 л/сек (рис. 31).

Химический состав р. Советянки всецело определяется условиями ее питания. В верховье и среднем течении вода имеет минерализацию 486—507 мг/л и относится к гидрокарбонатно-кальциево-магниевой гидрохимической фации. Ниже выхода сульфатных источников минерализация увеличивается до 1179 мг/л, а состав воды изменяется на сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевый.

IV тип. Р. Таз, правый приток р. Сылвы, протяженностью 26 км, имеет зарегулированный сток. На ней сооружено несколько плотин. На рис. 32 показаны изменения минерализации и содержания главных ионов вдоль реки. Пробы между деревнями Селезни и Осина отбирались 4 июля 1959 г. в сухую погоду.

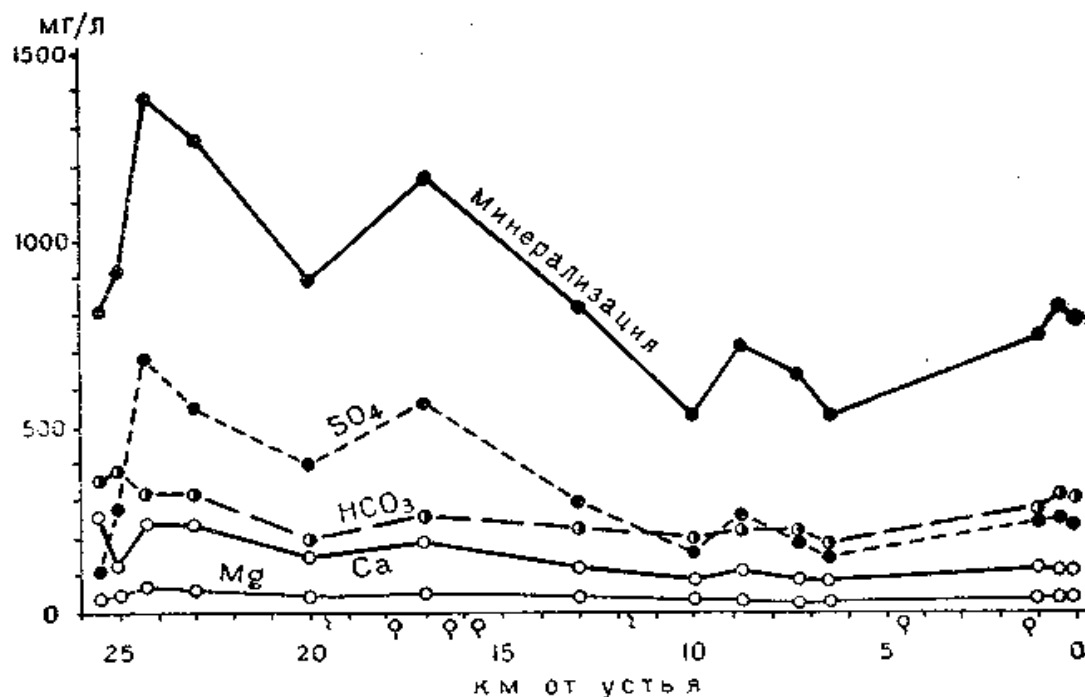


Рис. 32. Гидрохимический профиль р. Таз (по К. А. Горбуновой, 1965)

Понижение минерализации до 804—877 мг/л отмечается в прудах. В д. Осина в пруд впадает р. Мутный Таз с минерализацией 985 мг/л и содержанием сульфат-иона 394 мг/л. Еще более высокую минерализацию — 1253 мг/л и содержание сульфат-иона 557 мг/л имеет р. Казаринка, впадающая в р. Таз справа ниже пруда.

В среднем течении между деревнями Татарский Таз и Сивкино пробы отбирались 4—5 июля 1959 г. после сильного ливня. Вода в реке была мутная, а расход ее увеличился до 205 л/сек выше устья р. Истяковки. В сентябре ниже д. Шиши минерализация была

860 мг/л, а в д. Ерасково — 822 мг/л. Здесь в р. Таз слева впадает р. Жировка. Минерализация воды в ней до ливня была 630 мг/л, а после него — 526 мг/л. В нижнем течении у д. Кошелево пробы воды из реки отобраны в сухую погоду 1 июля 1959 г. Здесь в нее впадает р. Шипиха.

На всем протяжении р. Таз имеет повышенную минерализацию воды, даже после ливня. В среднем течении преобладает сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевая гидрофация, а вблизи устья гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевая. Минерализация повышается скачкообразно за счет увеличения содержания в воде сульфатов.

Примером окраинной реки карбонатного карста может служить р. Ключи на восточной окраине Уфимского плато. Начало ей дают восходящие источники в устье Суксунского суходола. Они питаются пресными карстовыми водами карбонатных отложений Уфимского вала. Расход реки выше плотины 545 л/сек, а минерализация 676 мг/л. Вода относится к гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации.

В качестве примера окраинной реки карбонатного карста, переходящей в пограничную, рассмотрим р. Иргину. Р. Иргина начинается в Свердловской области. На Уфимском плато река течет в глубокой узкой долине, на склонах которой выходят обнажения карбонатных пород. При вступлении в полосу развития сульфатного карста долина становится шире, появляется низкая аккумулятивная терраса. Река здесь сильно меандрирует, разделяется на многочисленные рукава. У южной границы участка в 26 км от устья она имеет расход 2561 л/сек (23/VIII 1958 г.) и минерализацию 410 мг/л. Ниже д. Шипицино расход ее уменьшается до 2515 л/сек (19/VIII 1958 г.), несмотря на впадение источников с дебитом 67 л/сек. Это объясняется, возможно, частичной фильтрацией воды в излучине в слагающие берег известняки, а также несовершенностью и разновременностью замеров.

Разгрузка карстовых вод в районе с. Б. Ключи приводит к возрастанию расхода р. Иргины. Расход ее в с. Брехово в 16,7 км от устья составляет уже 4051 л/сек (25/VIII 1958 г.), а у северной окраины с. Б. Ключи — 5412 л/сек (26/VIII 1958 г.). На протяжении 17 км расход увеличивается от 2561 до 5412 л/сек, то есть на 2851 л/сек. Минерализация воды на этом участке изменяется от 408 до 494 мг/л, гидрохимическая фация на всем протяжении остается гидрокарбонатно-кальциево-сульфатной, но отмечается незначительное возрастание сульфатов.

Ниже (по течению) закарстованного участка минерализация к устью уменьшается. У д. Верхнее Шахарово и в 200 м выше устья 31 августа 1959 г. были отобраны пробы воды, показавшие уменьшение минерализации от 462 до 442 мг/л.

Река Иргина относится к III типу (Л. А. Владимиров, 1955) карстовых рек с положительным подземным водообменом и значительной относительной водностью (К. А. Горбунова, 1965).

Химическая денудация

Химическая денудация или вынос растворенных веществ в Океан выражается в микронах в год. Это вынесенные реками растворенные вещества, отнесенные ко всей поверхности бассейна. Для вычисления химической денудации обычно предварительно подсчитывают химический сток в тоннах с квадратного километра. Химическая денудация по географическим зонам приведена в таблице 18.

Таблица 18

Химическая денудация по географическим зонам Земли (по Г. А. Максимовичу, 1953, 1955)

Зоны	Площади зон в млн. км ²	Годовой сток в мм слоя	Средняя минерализация в мг/л	Сток воды в км ³ в год	Химический сток в млн. т	Химический сток в т/км ²	Химическая денудация в микронах в год
Тундра	5,9	150	70	887	62	10	4
Лесная и лесостепная	33,9	200	160	6780	1083	32	13
Степная	17,1	120	320	2150	690	40	16
Пустыня	27,2	20	800	940 ¹	750 ¹	27 ¹	11 ¹
Тропики и субтропики	21,1	650	45	13 720	617	29	12
Горная	22,6	500	50	11130	556	25	10
	127,8 ³			34 667 ²	3008 ²	39	12

¹ Условно. Перемещение водой растворенных веществ в депрессии.

² Без пустынь и полупустынь.

³ Остальная площадь занята полярными льдами, внутренними водоемами и т. д.

Величина химической денудации в зависимости от географической зоны изменяется от 4 до 16 микронов в год и составляет в среднем 12 микронов. По континентам — по подсчетам химического стока Г. В. Лопатина (1950) — нами вычислена химическая денудация (таблица 19).

В СССР ионный сток составляет 384 млн. т, а химическая денудация — 7 микронов в год (О. А. Алекин, Л. В. Бражникова, 1964).

В карстовых районах химическая денудация значительная. Наименьшая она в районах карста известняков и доломитов. В Пермской области (Г. А. Максимович, К. А. Горбунова, 1958; Г. А. Максимович и М. С. Абрамов, 1957) она составляет 10—20 микронов в год. В районах развития гипсового карста химическая

Таблица 19

Химическая денудация Земли
(по Г. В. Лопатину, 1950 и Г. А. Максимовичу, 1953)

Материки	Площадь в млн. км ²	Химич. сток в млн. т в год		Смыв с поверхн. суши в год, т/км ²	Химич. Денудация в микронах в год
		общий	без бесточных областей		
Европа	9,67	263	203	27	11
Азия	44,89	1172	817	26	10
Африка	29,81	618	385	21	8
Сев., Средн. Америка	20,44	659	632	32	13
Южная Америка	17,98	825	780	46	18
Австралия	7,96	63	33	8	3
Вся суша	130,75	3600	2850	27	11

денудация составляет 53—87, а соляного — до 145 микронов в год. В Башкирии, в районах гипсового карста, она достигает 100 микронов в год. Нами (Г. А. Максимович, 1955) было введено понятие о коэффициенте химической денудации, представляющем химическую денудацию в микронах в год, деленную на модуль стока в л/сек с 1 км². Для карстовых районов Пермской области коэффициент химической денудации оказался равным:

в районах карста известняков	1,5—2,3
« гипсов	7,5—12,4
« соли	до 16,1

На Урале и в Предуралье по подсчетам Е. А. Лушников (1964, 1966) химическая денудация в карстовых районах составляет:

Регион	Тип карста	Химическая денудация в микронах
Урал и Предуралье	известняковый	8,8—24,4
Предуралье	гипсовый	24—70 до 141,6
»	соляной	24—76 и более
Урал	некарстовые районы	5—14

П. Ф. Бочкарев (1959) подсчитал химическую денудацию в Восточной Сибири для рек Сибирской платформы, протекающих среди закарстованных кембрийских отложений, где большую роль играет карст гипса. Химическая денудация р. Унги составляет 13, а р. Осы — 21 микронов в год. По бассейну р. Ангара химическая денудация составляет в среднем 4, а для горных районов без карста

9—14 микронов в год. Таким образом, в районах гипсового карста Восточной Сибири химическая денудация меньше, чем в Пермской области, но в 3—5 раз больше, чем в среднем для бассейна Ангары.

Химическая денудация карстовых районов Югославии, Чехословакии и Польши по J. Corbel (1965), J. Corbel и др. (1964, 1965), I. Gams (1965, 1966) составляет:

Югославия, неполностью карстовые районы: Бассейны рек		Химическая денудация в микронах	
(И. Гамс)	Любляница	66	
	Соча	93	
	Сава	66	
	Камениска Быстрица	55	
	Савинья	58	
	Крка	66	T ⁰ воды
(Ж. Корбель)	Триглав	129	1—2
	Карст Ц. Словении (Постойна)	109	—
	Босния	90	5—6
	Карст севернее Триеста (Шкоциан — Тимаво)	48	10—11
	Далматинский карст, район Сеньи	28	13—14
	Попово поле	14	14—15

Уменьшение химической денудации обусловлено ростом температуры воды. С увеличением температуры уменьшается количество растворенного в воде CO₂ и карбоната кальция. С уменьшением агрессивности воды химическая денудация становится меньше. Химическая денудация в Чехословакии и Польше составляет

	Химическая денудация, μ
Чехословакия, Моравский карстовый район	20
Польша, Краковский „ „	20
„ Татры „ „	96

В заключение Ж. Корбель по степени интенсивности химической денудации предлагает различать три типа карста: 1. Карст, развивающийся весьма интенсивно, где химическая денудация составляет 50—100 μ , или в миллион лет местность понижается на 50—100 м. II. Карст, обладающий средней скоростью развития. Химическая денудация 20—50 μ , или в миллион лет местность понижается на 20—50 м. III. Карст, развивающийся весьма медленно. Химическая денудация 10—20 μ и понижение в миллионлетие 10—20 м.

Необходимо учесть, что в карстовых районах результатом химической денудации является не только понижение поверхности, но и глубинное закарстовывание. Поэтому даваемые Ж. Корбелем

цифры понижения в миллионлетие необходимо несколько уменьшить.

Ранее J. Corbel (1957, 1959 а, в) произвел подсчеты химической денудации для других районов земного шара, которые автор (G. A. Maximowich, 1966) дополнил данными по СССР (в м).

Гляциальные арктические и субарктические области

Под ледником	1
Шпицберген (5—50) ¹	40
Кембридж — Бей, остров Виктория, Канада	5

Лесная зона

Лапландия внутренняя и острова Балтики (8—35)	25
Бассейн Темзы ² , Англия	20
Мендип, Англия	40
Бассейн р. Шаннон, Ирландия	30
Бассейн р. Лесс, Бельгия	27
Финляндия	30
Север Пермской области, СССР	33
Уфимское плато, СССР	13
Долина р. Белой, В. Сибирь, СССР ³	8
Долина р. Инга	8
Долина р. Осы	20
Альберта, Канада	40
Уйтхорс, Канада	32
Форт Симпсон, Макензи, Канада	40

Районы обильного увлажнения

Район Тромсё, Норвегия	80
Южный Уэльс, Англия	130
Западная Ирландия	120

Субтропическая и тропическая зоны

Массив Каланк (район Марселя), Франция	10
Конго, Африка	15
Ява, Индонезия (денудация химическая и механическая)	20
Юкатан, Мексика	16
Бассейн р. Амазонки (отдельные карстовые районы)	10

¹ Пределы изменения химической денудации.

² Большая роль карста писчего мела.

³ По М. Pulina (1968)

Зона пустынь

Сахара, Африка	1
Южный Алжир, Африка	6

Горные районы

Северные Пеннины, Англия	84
Восточные Арденны, Франция	80
Лисмор и Бен Невис, С. Шотландское нагорье, Англия	150
Скандинавские горы, Высокая Лапландия, Сагельва	250
Там же, Свартисен (270—500)	400
С. Веркор, Предальпы Дофине, Франция	240
Динариды, Постойна, Югославия	60
Горный Крым, СССР	35
Передовой хребет, С. Кавказ, СССР ¹	220
Скалистый хребет	100
Пастбищный хребет	50
Массив Арабика, Кавказ, СССР ²	64
Тункинские Альпы, В. Сибирь, СССР ³	43
3. Хамар-Дабан	61

Приведенные немногочисленные подсчеты химической денудации представляют большой интерес. Она наиболее интенсивна в горах, особенно в приатлантических районах (80—400)⁴. Далее идут районы обильного увлажнения приатлантических областей умеренной климатической зоны (80—130). В районах более удаленных от океана карстовая денудация составляет 20—40 и только для одного из участков Уфимского плато уменьшается до 13 м. В субтропической и тропической зонах величина денудации 10—20⁵, а в пустынной и полупустынной 1—6 м.

По величине химической денудации автор делит карстовые районы на следующие классы.

Класс химической денудации	Величина ее в м в год
1-й очень большая	> 100
2-й большая	100—50
3-й средняя	50—20
4-й малая	20—10
5-й очень малая	<10

Пользуясь этой классификацией, мы видим, что большая часть карстовых районов относится ко второму и третьему классам и характеризуется

¹ По П. А. Костину (1967)

² По М. Pulina (1966).

³ По М. Pulina (1968)

⁴ Значительно меньше она в Динаридах (60), Крыму (35), горах Восточной Сибири. По данным С. Кавказа намечается вертикальная поясность хим. денудации.

⁵ D. Balazs (1968) для Индонезии приводит большие цифры: Ява Западная 99, Центральная 86, Центральная Суматра 63, юго-запад Сулавеси 63, или в среднем 83.

большой и средней химической денудацией. Очень большая наблюдается местами в районах обильного увлажнения лесной зоны, а также некоторых горных районах. Очень мала химическая денудация пустынной зоны. В горных районах, как это было показано ранее на примере Югославии, химическая денудация зависит от температуры воды. В наиболее холодных высокогорных районах она наибольшая (129), а в более низко расположенных районах и на побережье, где воды значительно теплее, она наименьшая. Вероятно, можно говорить о вертикальной поясности химической денудации горных карстовых районов.

Слабо изучена химическая денудация гипсового и соляного карста. Если свести в таблицу приведенные ранее данные, то будем иметь следующую картину.

Карст гипса		Карст соли	
Пермская область	53—87	Пермская область	до 145
Башкирия	100	Предуралье	24—76 и более
Предуралье	24—76 до 141		
Сибирь, басс. Ангары	13—21		
Химическая денудация районов гипсового карста 1—4, а карста соли — 1—3 классов.			

Необходимо дальнейшее изучение химической денудации карстовых районов и ее зависимости от климатических и других условий.

ОСОБЕННОСТИ СТОКА РЕК КАРСТОВЫХ РАЙОНОВ¹

Гидрологическая изученность карста

Карст с гидрологической точки зрения изучен слабо. Исследований, посвященных выяснению гидрологических особенностей рек, протекающих в условиях развития карстовых явлений, немного. Результаты этих исследований изложены, главным образом, в статьях и докладах.

Рассмотрим состояние изученности главных характеристик стока и водного режима рек, пользуясь опубликованными литературными материалами. В работе не учтены результаты исследований, проведенных О. Л. Марковой (1965, 1967).

Норма и изменчивость годового стока рек карстовых районов. Влияние карста на величину среднего годового стока рек исследуется в ряде работ.

А. М. Гаврилов (1956, 1959, 1960) на материалах некоторых рек Ленинградской и Горьковской областей, а также Урала показал положительное и отрицательное влияние карста на величину стока вследствие несоответствия подземных водосборов рек поверхностным. Так, при сравнении стока рек Ленинградской области оказалось,

¹Раздел написан В. А. Валковым.

что средний годовой модуль стока карстовой реки Оредежи в ее верховьи в 1,5—2,0 раза выше модуля стока некарстовых рек Черной, Орлинки, Луги. Это связано с интенсивным притоком карстовых вод в верховье Оредежи из толщи закарстованных известняков Силурийского плато.

Рассматривая средний годовой сток рек Горьковской области — Сережи (притока Тешы, впадающей в Оку), Пьяны (притока Суры), водосборы которых закарстованы, и Алатыря — некарстовой реки, А. М. Гаврилов (1960) установил снижение водоносности рек под влиянием карста. Сравнительно низкий модуль стока Сережи и Тешы этот автор объясняет также несоответствием подземного водосбора поверхностному, вследствие чего вода уходит подземным путем за пределы поверхностного водосбора. Таким образом, приближенная оценка роли карста в среднем годовом стоке рек А. М. Гавриловым производилась путем сопоставления стока карстовых рек без учета различий в водном балансе их водосборов.

На Урале А. М. Гаврилов (1960) сделал попытку выявить роль карста в стоке рр. Сосьвы и Лозьвы. Он пришел к выводу, что степень и знак влияния карста на средний годовой сток установить нельзя. Такой вывод можно объяснить тем, что А. М. Гаврилов использовал водосборы главных дренирующих рек, характеризующихся значительными размерами. В Северо-Уральском карстовом районе реки пересекают сравнительно узкие полосы карстующихся пород, в пределах которых малые притоки, находясь в «подвешенном» положении относительно уровня подземных вод, теряют часть стока. Главные же реки дренируют закарстованную территорию. В итоге сток реки выше и ниже этой территории не испытывает заметных количественных изменений под влиянием карста. Такие реки карстовых районов называются нейтральными (П. В. Молитвин, 1960; Г. А. Максимович, 1963 б).

Тем не менее на малых реках — притоках р. Сосьвы — влияние карста на сток выявляется отчетливо (П. В. Молитвин, 1956): средний годовой модуль стока карстовых рек изменяется от 0,4 л/сек. км² до 22,5 л/сек. км² при зональной величине для рек этого района, равной 7,3—7,7 л/сек. км².

Л. А. Владимиров (1955) на материалах по Грузии разработал гидрологическую классификацию карстовых рек. По характеру подземного водообмена в пределах карстовых районов Западной Грузии выделяются три типа рек:

I тип — реки транзитные, сравнительно крупные (нейтральные); они пересекают карстовую зону. На сток этих рек подземный водообмен не оказывает существенного влияния.

II тип — реки с отрицательным подземным водообменом, с очень низкой водоносностью (рр. Окуми, Западная Гумиста до впадения мощных карстовых источников вблизи устья и др.).

III тип — реки с положительным подземным водообменом и значительной относительной водоносностью (р. Техури).

Исследованием влияния на годовой сток атмосферных осадков и карста занималась Р. А. Филенко (1949). Она по материалам, относящимся к Горному Крыму, установила, что выпадающие атмосферные осадки в условиях карста и при его отсутствии оказывают различное влияние на речной сток. Для малых рек южного берега Крыма, протекающих в районе распространения глинистых сланцев (рр. Учан-Су, Дерекойка), характерна зависимость расходов воды от жидких осадков данного года.

Для карстовых рек Салгир, Бююк-Карасу, Алма, Бельбек и др. эта зависимость более сложная. На нее влияют колебания запасов карстовых вод на водосборе за предшествующие годы. Коэффициенты корреляции R_{xy} для Салгира, Аяна, Алмы и Бельбека достигают наибольших значений при вычислении их за два скользящих года.

В работах П. В. Молитвина (1956, 1959, 1960, 1962 а, б, 1965) произведен анализ материалов по стоку 18 рек Североуральского карстового района, ряда рек — притоков р. Ай — в карстовом районе Уфимского амфитеатра Западноуральской карстовой провинции (Г. А. Максимович, К. А. Горбунова, 1965), а также четырех рек водосбора р. Емцы (притока р. Сев. Двина), расположенных в Онежской карстовой провинции (Г. А. Максимович, 1958, 1962). Результаты этого анализа позволили П. В. Молитвину по величине среднего годового стока и степени отклонения ее от зональной нормы выделить три типа карстовых рек.

Тип I — реки с отрицательным влиянием карста на сток:

а) с преобладанием поглощения стока в карст ($M_{\phi} \leq 0,5 M_{\text{клим}}$), где M — модуль стока: M_{ϕ} — фактический, $M_{\text{клим}}$ — климатический.

б) с частичным поглощением стока в карст ($M_{\phi} > 0,5 M_{\text{клим}}$).

Тип II — реки с положительным влиянием карста на сток:

а) с преобладанием притока карстовых вод ($M_{\phi} > 1,5 M_{\text{клим}}$);

б) с частичным притоком карстовых вод ($M_{\phi} < 1,5 M_{\text{клим}}$).

Тип III — реки с взаимной компенсацией отрицательного и положительного влияния карста на сток ($M_{\phi} = M_{\text{клим}}$).

Приведенная типизация карстовых рек не имеет практического значения, поскольку основным признаком, положенным в ее основу, является лишь сток карстовой реки, который обычно и неизвестен.

Н. П. Торсуев (1961) считает, что в условиях карстового района Онего-Северодвинского междуречья для стока карстовых рек нет отклонений от зональной нормы. Этот не совсем верный вывод сделан вследствие того, что автор не использовал в своем анализе материалов наблюдений, выполненных институтом «Гипронибель» на других, более мелких, карстовых реках (Шелексе, Пярге, Сухой Шелексе).

Анализ материалов по Абхазии и Мегрелии позволил Г. Н. Гигинейшвили (1964, 1965) установить значительное повышение модуля стока целого ряда карстовых рек (Беслети, Речхи, Галхумлы,

Циви и др.). Сток этих рек в 1,5—2,0 раза превосходит зональные значения. Для р. Мтискалта (Дерекей) это превышение достигает почти 6 раз. В противоположность этому на водосборах рек Олори и Окаце наблюдается снижение значений стока в 1,5—2 раза.

Весьма ценные результаты по исследованию условий формирования стока в карстовом районе Силурийского плато получены В. К. Колотильщиковой (1962) путем воднобалансового расчета. Эти расчеты показали, что выпавшие на поверхность закарстованной части Силурийского плато атмосферные осадки расходуются на испарение — от 41 до 61 % и на инфильтрацию и инфильтрацию в толщу известняков — 39—59 %. Подземное питание (родниковый сток) в среднем за 1948—1954 гг. равно 38,7 % от количества осадков.

Влияние карста на распределение снежного покрова изучалось А. Н. Олиферовым (1957), А. Н. Олиферовым, В. Н. Дублянским (1962). Роль снега в формировании карста и питании карстовых вод рассматривается В. Н. Дублянским (1963).

Значительное влияние карста на годовой сток многих рек СССР отмечается в работах Л. К. Давыдова (Ш47, 1955), Д. Л. Соколовского (1959), К. П. Воскресенского (1956), Б. В. Полякова (1946) и др.

П. Г. Пенчев (1960) указывает, что модуль стока р. Струма до плотины Студена (Болгария) мал ($7,71 \text{ л/сек. км}^2$), несмотря на значительные осадки, выпадающие в этой области. После впадения карстового источника модуль увеличивается до $12,1 \text{ л/сек. км}^2$. 74 % годового стока формируется за счет подземных вод, главным образом, карстовых.

Анализируя модули среднего годового стока карстовых рек северной части Эстонии, А. Г. Каск (1963) приходит к выводу, что в условиях карста одна река может иметь повышенный модуль стока за счет снижения его величины на другой.

Карст оказывает регулирующее влияние на изменчивость годового стока. А. М. Гаврилов (1960) отмечает, что на верхней Оредежи, где развит карст, колебания годового стока находятся в пределах 78—120 % от среднего его значения, тогда как в верхнем течении Луги, где карстовые явления отсутствуют, колебания стока увеличиваются, достигая 57—151 %. Регулирующее влияние карста сказывается и на стоке р. Емцы.

Г. Н. Хмаладзе (1959) указывает на высокую зарегулированность годового стока рек, протекающих в карстовых районах Закавказья. Г. Н. Гигинейшвили (1964, 1965) отмечает, что карст не только регулирует годовой сток, но иногда способствует усилению изменчивости его значений. Так, например, карстовая река Джампал (Западная Грузия) характеризуется повышенной величиной коэффициента вариации годового стока, превышающей на 0,07 — 0,09 зональную.

Регулирующее влияние карста на распределение стока в году. Роль карста как регулятора внутригодового распределения стока

качественно отмечалась многими авторами (Д. Л. Соколовский, 1959; Б. В. Поляков, 1946; Б. А. Аполлов, 1963; Л. К. Давыдов, 1955; П. С. Кузин, 1960; К. П. Воскресенский, 1948; 1956; Р. К. Линслей, М. А. Колер, Д. Л. Паулюс, 1962 и др.). Однако количественных характеристик регулирующего влияния карста на сток встречается в литературе немного. Они содержатся главным образом в работах А. М. Гаврилова (1960), П. В. Молитвина (1965), Г. Н. Гигинейшвили (1964), Я. Н. Иванова (1933), Р. П. Пантле (R. Pantle, 1953), П. Биро, Ж. Дреш (1960) Х. Шмидта (H. Schmidt, 1961).

А. М. Гаврилов (1960), рассматривая карстовые реки Силурийского плато, приходит к заключению, что на водосборе верхней Оредежи, где карст сосредоточен в одном массиве, а его воды перехватываются рекой, происходит регулирование стока карстом. Отношение величины меженных расходов к годовому составляет более 30—40 %. Такое же явление отмечается в стоке р. Емцы.

В противоположность этому для водосборов карстовых рек Горьковской области А. М. Гаврилов делает другой вывод: карст не оказывает влияния на естественную зарегулированность стока. Объяснение этому автор находит в быстром стоке весенних вод по мерзлому грунту в условиях местности, сильно расчлененной оврагами. К отрицательному выводу А. М. Гаврилов приходит и в вопросе о регулирующей роли карста Урала.

Анализируя источники питания карстовых рек Онего-Северодвинского междуречья, П. В. Молитвин (1965) установил, что карст обуславливает в питании рек этой области высокий процент подземных вод. Доля подземных вод в питании рр. Емцы и Пярги составляет 75—80 %, а рек Шелексы и Сухой Шелексы — 60—70 % от объема годового стока. Вследствие этого карст оказывает большое регулирующее влияние на внутригодовое распределение стока.

Изучение режима стока карстовых рек Абхазии и Мегрелии показало, что внутригодовая зарегулированность их стока определяется в первую очередь физико-географическими условиями областей формирования и поглощения карстовых вод (Г. Н. Гигинейшвили, 1964). В зависимости от характера этих условий регулирующее влияние карста может иметь место (р. Беслети) или отсутствовать (р. Мтискалта).

Я. Н. Иванов (1933), производивший изучение режима карстовой реки Пярдомли (Тихвинский район Ленинградской области), установил, что амплитуда колебаний уровня этой реки за 1931—1932 годы составила 1,21 м, причем резкого паводочного гребня, как это отмечено в то же время на р. Воложке (где карст не развит), Пярдомля не имеет. Этот автор отмечает, что величина поверхностного стока в 25 раз меньше подземного стока реки. Поэтому амплитуда колебания уровня воды в реке превосходит амплитуды колебания уровня грунтовых вод.

Регулирующее влияние карста наблюдается также на реках Швабской Юры (R. Pantle, 1953). Реки Бренц и Линнингер-Лаутер, протекающие в области значительного распространения карста,

имеют модульные коэффициенты максимального среднемесячного стока ниже, а минимального выше на 25—30 %, чем реки Ягст и Кохер, водосборы которых приурочены к областям слабого развития карста. Автор отмечает, что регулирующее влияние карстовых вод проявляется не сразу, а через несколько месяцев и даже лет.

В работе П. Биро, Ж. Дреш (1960) приводятся примеры положительного и отрицательного влияния карста на зарегулированность в году стока ряда рек Пиренейского полуострова и Центральных Апеннин.

Х. Шмидт (H. Schmidt, 1961) описывает интересное явление в районе рек Дуная и Аах, связанное с регулированием стока карстовыми водами. На этом участке Дунай теряет значительную часть стока на инфильтрацию в карст. Однако нередко вместо инфильтрации наблюдается обратное поступление воды в Дунай. При сработав внутрикарстового «водохранилища» вода направляется одновременно в Дунай и Аах, вызывая на Дунае паводок ниже карстового участка. При наполнении «водохранилища» паводок в верховьях реки сменяется обмелением участка ниже карста. Обычно такие моменты чередуются.

Подземный и минимальный сток рек карстовых районов. Влияние карста на величину подземного и минимального стока, отмечалось рядом исследователей.

На возрастание модуля подземного стока рек в условиях карста указывают Е. А. Душников (1956), Г. А. Максимович (1959, 1963 б), Н. П. Торсуев (1961), И. С. Зекцер (1963) и др.

Используя балансово-гидрометрический метод, В. М. Крутов. (1962) произвел расчет модуля подземного стока карстовой реки Янгельки (притока р. Урал), величина которого оказалась в несколько раз больше подземного стока некарстовых рек.

В. Вундт (W. Wundt, 1960), проанализировав для целей водоснабжения материалы по минимальному стоку рек ФРГ установил местное повышение стока рек Юры под влиянием карста. На наличие водосборов карстовых рек, берущих свое начало с Пандиверской возвышенности, которые отличаются высокими минимальными модулями стока, указывает А. Г. Каск (1963).

Отрицательная роль карста в формировании минимального стока некоторых рек Болгарии отмечается И. М. Ивановым (1959).

Г. Н. Гигинейшвили (1964, 1965), исследуя минимальный сток рек карстовых районов Западной Грузии, а П. В. Молитвин (1965) — Онего-Северодвинокого междуречья, приходят к выводу, что влияние карста на минимальный сток разных рек может быть как положительным, так и отрицательным. Обильное питание карстовыми водами повышает величину минимального стока, а в условиях водопоглощения происходит снижение стока. Г. А. Максимович и В. А. Балков (1966) установили, что влияние карста на увеличение подземного стока рек Урала и Приуралья находится в прямой

зависимости от модуля среднего годового стока и в обратной — от размера площади водосбора.

Максимальный сток рек в условиях карста. В карстовых районах в связи с интенсивным поглощением в карст как правило наблюдается увеличение потерь стока талых и дождевых вод. Так, весной 1940 года в районе г. Куйбышева в Угольном овраге при запасе воды в снежном покрове 166 мм вся вода ушла в карстовые воронки, в то время как в Молебном овраге, находящемся вблизи, весенний сток продолжался без каких-либо аномалий в течение 7 суток (Л. Т. Федоров, 1952).

Т. И. Великанова (1957) значительное увеличение потерь весеннего стока на водосборах рр. Онеги, Ижмы и Выми, в сравнении со смежными районами, объясняет наибольшим распространением, на этих водосборах карста.

В другом карстовом районе — на междуречье Оки и Дона, по наблюдениям Тульской гидрологической экспедиции, в 1909 году во время ливня 12 июня в течение 1,5 часа в истоках р. Каменки (водосбор Красивой Мечи) вся вода с водосбора в 200 га (с расходом около $14,5 \text{ м}^3/\text{сек}$) была поглощена 8 воронками диаметром от 6 до 20 м и глубиной 2—3 м (А. С. Козменко, 1931).

Снижение модуля максимального стока рек карстовых районов отмечается в работах А. М. Гаврилова, И. В. Кузнецова (1957), П. Покровского (1940), П. Г. Пенчева (1960), Н. П. Торсуева (1961), П. В. Молитвина (1962, 1965) и др.

А. М. Гаврилов (1960) в результате анализа материалов по стоку некоторых рек карстовых районов Урала делает вывод, что «влияние карста на внутригодовое распределение стока и величину максимального и минимального расхода на малых реках Урала, как правило, почти не чувствуется». Этот вывод справедлив лишь для транзитных рек значительных размеров. Закарстованная площадь в общей площади водосбора таких рек обычно составляет незначительную долю. Для малых рек, протекающих внутри закарстованной площади, влияние карста на сток, в том числе максимальный, весьма существенное (П. В. Молитвин, 1962).

В. Р. Зверев (1962), применяя аналитический метод расчета паводка, разработанный Секцией по научной разработке проблем водного хозяйства АН СССР, установил снижение величины расхода паводков рр. Колвы, Яйвы, Койвы, Сылвы, Юрюзани под влиянием карста почти на 20 %.

Некоторые вопросы гидрологии и гидрографии рек, протекающих в условиях развития карстовых явлений, освещены в работах Г. И. Шамова (1927), Л. Ф. Семеновой (1938), А. Бёгли (A. Bogli, 1960), Р. Савника (R. Savnik, 1960), Т. Морариу, А. Саву и Ф. Думбравэ (1957), Д. Дукича (1959), В. Хикеля (W. Hiekel, 1959—1960), Х. Т. Ферстаппена (H. Th. Verstappen, 1960), Д. Балаша (D. Balázs, 1961), В. Маурина, Ж. Цётла (V. Maurin, J. Zotl, 1959), И. А. Уйвари (1959), Ж. Цётла (J. Zotl, 1960), А. Т. Макдональда (A. T. Macdonald, 1961).

Из приведенного перечня литературных источников видно, что основное количество работ по стоку карстовых рек опубликовано после 1957 г. Это свидетельствует об усилении изучения стока закарстованных территорий после III Всесоюзного гидрологического съезда, на котором были подчеркнуты имеющиеся недостатки в вопросе изучения влияния карста на сток и приняты соответствующие решения.

Обобщая результаты изучения стока рек карстовых районов СССР и отчасти зарубежных стран, необходимо отметить следующее.

1. До последнего времени отсутствовало планомерное и целенаправленное изучение режима стока карстовых рек. Накопленный обширный материал в результате, главным образом, визуальных наблюдений при геологических, гидрогеологических и отчасти географических обследованиях в целом не систематизирован и характеризует лишь качественную сторону явления.

2. Сток карстовых рек изучался гидрологами без учета геоструктурных и гидрогеологических особенностей их водосборов. Гидрогеологи же при этом не учитывали взаимосвязь подземных карстовых вод с поверхностными, не использовали возможностей метода водного баланса при выяснении водных ресурсов районов.

3. Отсутствие научно обоснованной методики гидрологических исследований в условиях карста приводило в ряде случаев к противоречивым выводам относительно влияния карста на отдельные характеристики стока.

4. До настоящего времени не выявлены основные особенности влияния карста на отдельные характеристики стока в связи с различием геотектонических обстановок карстообразования, морфолого-генетических и литологических типов карста, степени закарстованности водосборов в разных физико-географических условиях.

Метод исследования и исходные материалы. При рассмотрении данного вопроса необходимо исходить из двух обстоятельств, вытекающих из генезиса речного стока карстовых областей.

1. Формирование стока в условиях карста происходит под воздействием комплекса зональных физико-географических условий (климатических, почвенно-растительных).

2. Значительное влияние на сток оказывает местный фактор — карст, который вызывает при некоторых условиях отклонение значений стока от зональных. Поэтому роль карста в стоке может быть установлена и дана ему количественная оценка лишь путем использования метода географического сравнения (В. А. Балков, 1963а, 1963б). При этом сопоставлять необходимо сток карстовой реки со стоком зональным, т. е. стоком той же реки, но при условии, что карст на водосборе этой реки не развит.

Под зональным стоком будем подразумевать сток, формирование которого происходит в данных климатических условиях, при свойственных данной географической зоне (подзоне) других физико-географических факторах — почве, растительности. В условиях

горных стран в качестве основных количественных показателей зональных физико-географических факторов могут быть использованы средние высоты и уклоны водосборов, их экспозиция. Зональная величина стока для закарстованных водосборов рассчитывалась по целому ряду типичных для данной физико-географической зоны водосборов путем использования общих для значительных территорий зависимостей, учитывающих влияние на зональный сток наиболее существенных зональных факторов.

В качестве основных комплексных показателей влияния на сток разнообразных физико-географических условий может быть выделено три:

1) *гидрологический* — величина модуля среднего годового стока зонального водосбора. Этот показатель характеризует влияние наиболее существенных зональных физико-географических факторов на увлажнение и другие водно-тепловые условия водосбора;

2) *гидрографический* — величина площади водосбора. Она характеризует морфометрические и морфологические условия водосбора и речной сети;

3) *структурно-гидрогеологический* — величина модуля подземного водообмена между речными водосборами, определяемая путем воднобалансового расчета.

Указанные комплексные показатели были использованы при количественной оценке гидрологической роли зональных физико-географических условий и карста. Прежде всего, производился генетический анализ зонального стока, выяснялись условия его формирования, отыскивались зависимости значений различных характеристик зонального стока от определяющих их факторов-показателей. Эти зависимости были использованы при количественной оценке гидрологической роли карста.

Воздействие карста на величину стока реки может иметь место вследствие наличия на ее водосборе характерных отрицательных форм рельефа (карстовых воронок, шахт, колодцев, поноров и др.). В этих формах происходит задержание талых и дождевых вод, их перевод в подземные, обуславливая перераспределение между поверхностным и подземным стоком в пользу последнего.

Влияние карста на сток реки может быть также связано с характерным для карстовых областей несовпадением ее подземного и поверхностного водосборов (Д. В. Рыжиков, 1954). Это несовпадение обуславливает явление подземного водообмена между смежными водосборами, которое для некоторых рек карстовых районов составляет существенную величину.

Согласно расчетам В. А. Балкова, вследствие подземного водообмена происходит увеличение стока очень малых рек (площадь водосбора $F \leq 5 \text{ км}^2$) в 10 раз и более (некоторые реки Крыма). Для рек Силурийского плато—Хревицы ($F = 260 \text{ км}^2$) и Оредежи ($F=734 \text{ км}^2$) это увеличение составляет соответственно 74 и 38%, а рек Кулойского плато (Мудьюга) — 80 %. На реках Урала величина

этой характеристики достигает 300% (Сарва, $F=74 \text{ км}^2$; Холодной, $F=12,5 \text{ км}^2$).

Несовпадение подземных и поверхностных водосборов и вследствие этого наличие подземного водообмена делает необходимым изучение стока в условиях карста производить путем применения метода водного баланса. Этот метод учитывает влияние не только метеорологических факторов, но и структурно-гидрогеологических особенностей речных водосборов.

Определение величины и характера подземного водообмена производилось с помощью уравнения, имеющего общий вид $\pm W_0 = X_0 - Y_0 - Z_0$, где W_0 — общий подземный водообмен, X_0 — атмосферные осадки, Y_0 — речной сток, Z_0 — испарение в мм. По Б. И. Куделину (1949, 1954, 1960), в зависимости от геоструктурных и гидрогеологических особенностей водосборов может быть три случая водообмена:

1) в областях питания артезианских бассейнов происходит потеря части поверхностного стока на инфильтрацию в глубокие водоносные горизонты. Величина подземного водообмена за счет геоструктурных условий имеет знак $+$ W_{Γ} , но водообмен в водном балансе данного водосбора представляет отрицательное явление;

2) в областях разгрузки глубоких артезианских водоносных горизонтов происходит увеличение стока рек. Величина подземного водообмена, согласно приведенному уравнению, будет иметь знак $-$ W_{Γ} , но такой водообмен является положительным явлением;

3) в областях напора артезианских бассейнов подземный водообмен отсутствует.

В условиях развития карстовых явлений возможен дополнительный подземный водообмен за счет карста ($\pm W_K$), величина которого определяется из равенства $\pm W_K = \pm W_0 - (\pm W_{\Gamma})$.

Исследование гидрологической роли карста произведено на основе опубликованных в Гидрологических Ежегодниках материалов гидрологических наблюдений Управлений Гидрометеослужбы, охватывающих гидрометеорологическую сеть на реках Европейской части СССР, включая Урал и Северный Кавказ. Кроме того, использованы фондовые материалы Ленинградского проектного института «Гипронибель», проводившего гидрологические исследования в условиях карста на водосборе р. Сосьвы (притока р. Тавды) в 1941—1948 гг., водосборе р. Ай (притока р. Уфы) в 1951—1963 гг. и водосборе р. Емцы (притока р. Северной Двины) в 1948—1950 гг.

В исследовании использованы данные гидрологических наблюдений на карстовых реках в районе строительства Павловской ГЭС (на р. Уфе), выполненных Московским отделением института «Гидроэлектропроект», а также материалы гидрогеологических и бокситовых экспедиций, производивших свою работу в районах развития карстовых явлений.

Ввиду прерывистого распространения карстом охватываются обычно отдельные участки речного водосбора. Поэтому для более

точной и полной характеристики условий формирования и особенностей стока рек карстового района в ряде случаев были использованы материалы по стоку частных водосборов, полученные путем разности расходов в двух, а иногда и в трех створах.

Таким образом, для исследования особенностей влияния карста на речной сток были собраны и использованы материалы по стоку 250 частных водосборов, закарстованных в неодинаковой степени. Эти водосборы находятся в различных условиях карстообразования — платформенных и геосинклинальных, равнинных и горных, избыточного и недостаточного увлажнения, таежных и степных, — где развиты почти все морфолого-генетические и литологические типы современного карста. Кроме того, для сравнения и количественной оценки роли карста также использованы материалы по стоку более 300 речных водосборов с зональными природными условиями, для которых карст не является характерным.

Особенности стока рек горных карстовых районов Урал и Приуралье

Водный баланс речных водосборов и влияние на него геоструктурных особенностей и карста (В. А. Балков, 1964 б). В результате анализа материалов по осадкам 257 метеостанций, стоку 157 водосборов рек и испарению установлено, что в среднем многолетнем водном балансе речных водосборов Урала и Приуралья, кроме X_0 , Y_0 и Z_0 , значительную роль играет величина подземного водообмена между водосборами ($\pm W_0$), обусловленная их геоструктурными и гидрогеологическими особенностями. То же было показано ранее Б. И. Куделиным (1960) на материалах Днепровско-Донецкой впадины.

В условиях карста величина $\pm W_0$ зависит от двух основных факторов: геоструктурных особенностей территории и ее закарстованности. Эта величина может быть представлена в виде равенства $\pm W_0 = \pm W_T + (\pm W_K)$, где $\pm W_T$ — поправка, которая характеризует влияние на сток геоструктурных особенностей водосбора (в *мм*); $\pm W_K$ — поправка, учитывающая влияние на сток карста (в *мм*).

Определение поправки, характеризующей влияние геоструктурных особенностей водосбора закарстованного или без карста, может быть произведено с помощью картосхемы, составленной на основании фактических данных $\pm W_0$ (рис. 33) по незакарстованным водосборам ($\pm W_0 = +W_T$). Поправка, учитывающая влияние карста на сток, определяется из выражения $\pm W_K = \pm W_0 - (\pm W_T)$.

Результаты анализа материалов позволяют считать, что влияние карста на сток зависит от климатических условий. Роль карста в формировании стока увеличивается со снижением увлажненности территории и уменьшением величины зонального стока. Последняя особенность проявляется как на территории равнинного Предуралья,

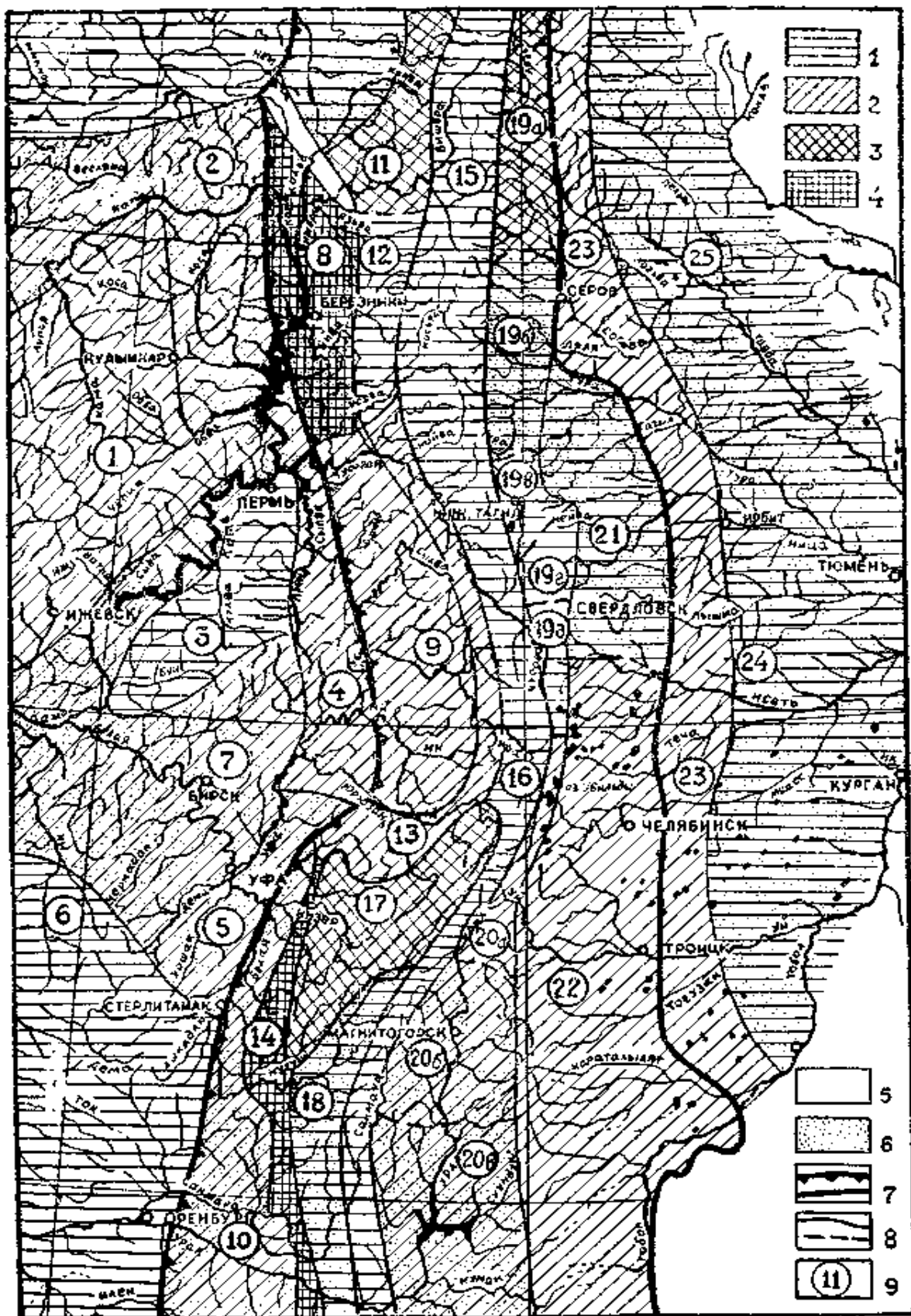


Рис. 33. Распределение глубокого подземного стока ($\pm W_0$) на территории Урала в мм: 1) 0—20; 2) 21—40; 3) 41—60; 4) 61—80; 5) области питания; 6) области разгрузки; 7) границы Урала; 8) границы зон и районов; 9) номер района

так и в горных районах Урала. Разница состоит лишь в том, что роль карста более значительна в складчатых районах, чем в нескладчатых. При этом, как показали расчеты, наибольшее различие наблюдается в величине безвозвратного поглощения влаги в карст, которое на Урале больше в среднем на 80 мм, чем в Приуралье. Несовпадение подземных и поверхностных водосборов наиболее существенно выражено на территории складчатого Урала. Влияние карста на средний годовой сток изменяется в связи с величиной площади речного водосбора (рис. 34). С увеличением площади водосбора степень влияния карста уменьшается. Предельная величина площади водосбора, при которой влияние карста на сток становится незаметным в среднем составляет 3—10 тыс. км².

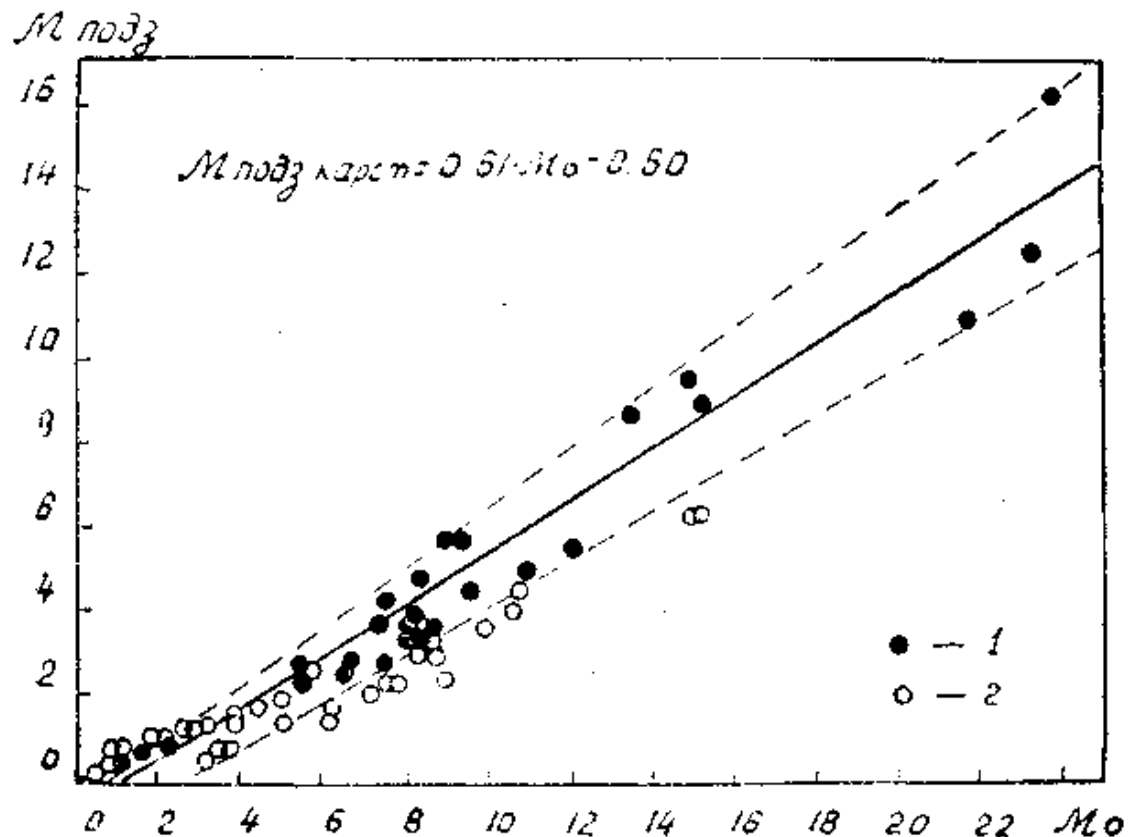
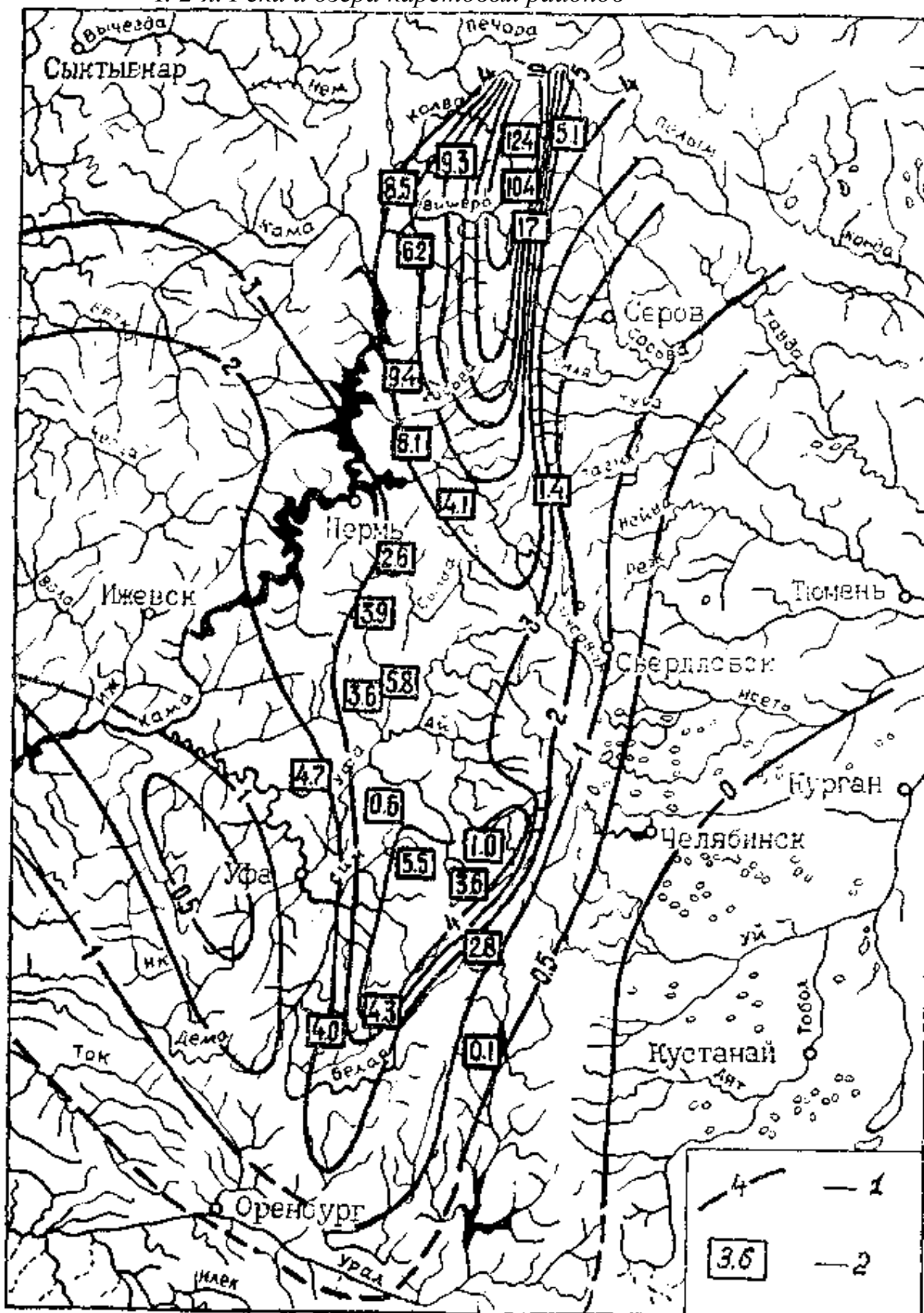


Рис. 34. Зависимость модуля подземного стока от общего годового для рек Урала: 1 — реки с закарстованными водосборами; 2 — реки, на водосборах которых карст отсутствует

Подземный сток рек карстовых районов. Влияние карста сказывается в уменьшении величины подземного стока в мелкую речную сеть, расположенную выше водоносного горизонта, и увеличении стока крупных рек, являющихся базами карстовых вод. Подземный сток крупных рек карстовых районов Предуралья больше в среднем на 57 %, а Урала — на 45 %, чем подземный сток в реки с незакарстованных водосборов (Г. А. Максимович, В. А. Балков, 1966; В. А. Балков, 1966).

Для карстовых рек характерен повышенный процент подземного стока в общем годовом, превышающий на 20—35 % подземный сток рек незакарстованных водосборов.



Модуль подземного стока карстовых рек, его отношение к поверхностному стоку и общему растет с увеличением модуля общего стока. При общем годовом стоке, превышающем 5—6 л/сек. км², подземный сток карстовых рек составляет более 50 % от общего.

Влияние карста зависит от величины площади водосбора, с увеличением последней влияние карста на подземный сток уменьшается. Величина площади водосбора, при которой влияние карста на подземный сток уже не сказывается, колеблется в широких пределах — от 2 до 20 тыс. км².

Влияние карста на подземный сток более значительно в карстовых районах Приуральской части Русской платформы, чем в карстовых районах складчатого Урала (рис. 35). Это обстоятельство, по-видимому, связано с различиями в развитии карстового процесса платформенных и горно-складчатых структур.

Карст как естественный регулятор стока. Карст, вследствие перевода значительной части поверхностного стока в подземный, оказывает регулирующее влияние на внутригодовое распределение общего стока. Это влияние зависит от величины уклона поверхности водосбора. Анализ материалов показывает, что роль уклона в регулировании стока карстом более значительна, что связано с влиянием величины уклона не только на процесс стока по поверхности водосбора, но, по-видимому, и на процессы карстообразования. При малых уклонах, которые характерны для водосборов равнинных рек, закарстованность должна возрастать. Вместе с тем, будет увеличиваться и регулирующее влияние карста на сток (В. А. Балков, 1964 б).

Наиболее эффективно карст регулирует сток на водосборах равнинных рек Ирени, Сарса и Кумыша. Здесь под влиянием карста зарегулированность стока в году возрастает в 3,5—4 раза в сравнении с зональной ее величиной. На водосборах горных рек Березовой, Кутима, Вишеры регулирующая роль карста снижается до 1,8—0,6 раза.

Особенности колебаний годового стока карстовых рек. Сопоставление хронологического хода годового стока карстовых и некарстовых рек Вишерского района, Уфимского плато и Пристанского района западного склона Урала показывает, что в колебаниях годового стока обеих категорий рек и дебита карстовых источников в отдельных районах наблюдается синхронность (В. А. Балков, 1966 б). Это означает, что климатические (метеорологические) факторы играют определяющую роль в формировании годового стока не только обычных рек, но и карстовых. Сказанное относится также к карстовым источникам.

Другой общей особенностью многолетнего хода годового стока в условиях карста является увеличение водности крупных базисных рек районов в маловодные годы и малых карстовых рек — в многоводные годы.

Влияние карста на изменчивость годового стока может быть как положительным, т. е. снижать ее величину, так и отрицательным —

увеличивать изменчивость стока. Отрицательное влияние карста приурочено к рекам, отличающимся значительной величиной руслового водопоглощения (р. Сылва от с. Подкаменное до с. Троица, р. Яман-Елга выше ист. Тюба, карстовые реки Пристанского района).

Наибольшее отрицательное влияние карста на изменчивость стока (C_v) составляет около 150 % и характерно для наиболее закарстованных водосборов (р. Мусихин Лог, р. Сылва в нижнем течении).

Положительное влияние карста на изменчивость годового стока типично для сравнительно крупных рек (Сылвы, Уфы на участке от г. Красноуфимска, с. Метели и д. Трапезниковой до пос. Красный Ключ, с площадью водосбора $12\,400\text{ км}^2$), а также для малых рек (с площадью более 270 км^2), получающих усиленное питание подземными водами путем выхода крупных источников (рр. Сарс, Сарва, Яман-Елга ниже источника Тюбе, Бирь). Наибольшее положительное влияние карста сказывается на дебите источников (источник Красный Ключ, 70%).

В связи со скачкообразным изменением водоносности карстовых рек по их длине наблюдается подобное изменение и коэффициента вариации стока (C_v). Так, например, C_v стока р. Яман-Елги выше источника Тюбе в сравнении с обыкновенными реками увеличивается на 23 %. Ниже по течению реки на 1 км после выхода источника Тюбе, C_v стока уменьшается на 43 %.

Влияние карста на минимальный сток. Зональная величина минимального стока рек Урала определяется общим увлажнением водосбора (M_0), размером его площади (F) и потерями на ледообразование зимой ($h_{л}$) или испарение с водной поверхности летом (z_B). Аналитически эта основная закономерность минимального стока может быть выражена в следующем общем виде:

$$M_{\min} = a \cdot M_0 + n \cdot \lg F - b \cdot h_{л} - c.$$

Количественная оценка влияния карста на минимальный сток дается путем сравнения значений фактического (измеренного) стока и рассчитанного по приведенному выражению зонального стока:

$$M_{\min.\text{факт.}} = M_{\min.\text{расч.}} + \Delta M_{\min.\text{карст.}}$$

Влияние карста на минимальный сток рек зависит от геотектонической обстановки карстопроявления, от характера и величины подземного водообмена между смежными водосборами рек. Для речных водосборов каждой геотектонической зоны исследуемой территории установлены прямые связи величины влияния местных факторов на минимальный сток (ΔM_{\min}) с размером водообмена ($\pm W_0$). На этой связи точки, относящиеся к закарстованным водосборам, испытывают отклонение, которое обусловлено нарушением под влиянием карста соотношения между минимальным и общим годовым стоком.

Вследствие регулирующего влияния карста значения минимального стока рек обычно отклоняются в сторону завышения. Вместе с тем, эти завышения становятся не типичными для малых рек, русла которых в межень находятся в «подвешенном» положении относительно горизонта подземных вод.

Степень влияния карста на минимальный сток рек в пределах отдельных геотектонических зон зависит также от величины площади водосбора и общего его увлажнения ($M_{\text{мин. расч.}}$). Эти зависимости для отдельных геотектонических зон имеют общий вид:

$$\frac{\pm \Delta M_{\text{мин. карст.}}}{M_{\text{мин. расч.}}} = -a \cdot \lg F + b.$$

Они показывают, что влияние карста на модуль минимального стока уменьшается с уменьшением степени закарстованности водосбора (увеличением площади водосбора) и его общего увлажнения.

Таким образом, влияние карста на $M_{\text{мин}}$ зависит от целого комплекса физико-географических и геологических условий. Эти условия испытывают существенные изменения с переходом от Приуралья к Уралу. В карстовых районах равнинного Приуралья весь комплекс этих условий способствует повышенной инфильтрации выпавших атмосферных осадков и формированию запасов карстовых вод главным образом в пределах речных водосборов. Здесь и питание рек карстовыми водами повышенное. В карстовых районах Центрально-Уральской карстовой провинции литологический состав пород и значительные уклоны местности способствуют поверхностному стоку в реки. Глубокая инфильтрация, наблюдаемая в небольших размерах, также обуславливает относительное снижение величины подземного питания и минимального стока карстовых рек.

Влияние карста на максимальный сток рек, вследствие поглощения талых вод, сказывается главным образом на снижении величины его модуля. Наибольшее снижение модуля максимального стока отмечается на рр. Кутим (42 %), Бирь (45 %), С. Сарс (40 %), Ирень (39 %) и др.

Снижающее влияние карста на величину $q_{\text{макс}}$, несколько больше на реках Южного Урала и Приуралья, чем на реках Среднего Урала. Водосборы рек Среднего Урала, вследствие сильной залесенности и увлажнения и без того отличаются повышенным регулирующим влиянием на сток.

Северный Кавказ

В связи со слабой гидрологической изученностью Предкавказья рассматривается влияние карста на сток рек лишь северного склона Большого Кавказа. Эта территория в тектоническом отношении является северным крылом Кавказской мегантиклинали альпийской

складчатости. Карст развит в среднегорной и высокогорной зонах и приурочен к сульфатным и карбонатным отложениям юрского и мелового возраста. По Н. А. Гвоздецкому (1952, 1954), на северном склоне Большого Кавказа выделяется восемь карстовых областей с различными типами голого, задернованного и покрытого карста.

По характеру влияния карста на средний годовой сток четко выделяются две области: а) *западная* — с преобладанием отрицательного влияния карста на водный баланс и сток и б) *восточная* — с преобладающей положительной ролью карста в формировании водного баланса и стока.

Западная область включает верхние течения р. Кубани и ее левобережных притоков и является основной областью питания вод Азово-Кубанского артезианского бассейна (В. И. Клименко, 1965), в которой происходит поглощение значительного объема поверхностного стока.

В западной области развит голый и задернованный известняковый карст (на массиве Фишт-Оштен-Лагонаки и плато Черногорье). Снижение модуля среднего годового стока рек в этом районе не превышает 30 % зональной величины (рр. Пшеха, Курджипс и др.).

Наиболее значительное поглощение поверхностного стока происходит в западной части полосы куэст (рр. Лаба, Мал. Зеленчук, Белая и др.), где развит, главным образом, задернованный, покрытый и отчасти голый карст гипсов и ангидритов. Поглощение стока достигает 60—85 % величины зонального стока, или 2—7 л/сек. км².

Восточная область объединяет верхние течения притоков Терека, средние и нижние течения притоков Сулака, где процессы карстообразования главным образом в известняках значительно отстают от неотектонических движений (поднятий) и усиленного вреза речной сети (Л. Н. Пламеневский, 1961). В связи с этим уровень карстовых вод находится выше речной сети и эти воды полностью дренируются ею. Повышенная величина стока обусловлена уменьшением потерь на испарение выпавших в условиях сильной закарстованности атмосферных осадков (рр. Малка, Чегем, Аварское Койсу и др.). Вследствие указанных причин величина модуля годового стока рек западной области в сравнении с восточной оказалась заниженной более чем на 100—150 %.

На закарстованных водосборах с повышенными отметками поверхности преобладает отрицательный подземный водообмен. В связи со снижением средней высоты водосборов усиливается разгрузка карстовых вод. Последняя способствует снижению степени изменчивости годового стока, которое достигает 30 % и более. Относительное влияние карста на сток также усиливается с уменьшением увлажненности водосборов.

Влияние карста на внутригодовую зарегулированность стока рек (ϕ) невелико. Снижение величины коэффициента ϕ на 14—18 % в связи с поглощением поверхностного стока отмечается на водосборе р. Кубани.

Роль карста в формировании минимального стока может быть как положительной, так и отрицательной и нейтральной. Наиболее сильное влияние карста наблюдается на водосборах малых рек и характеризующихся пониженной увлажненностью. С увеличением площади водосборов и их увлажненности влияние карста ослабевает. При пересечении карстовой полосы р. Кубанью и ее левобережными притоками, в связи с поглощением поверхностного стока, происходит снижение величины модуля максимального стока.

Особенности стока рек равнинных карстовых районов

Исследование произведено по материалам наиболее изученных в отношении гидрологии и карста районов Русской равнины, Силурийского плато и северной Эстонии, Онего-Северодвинского междуречья и Кулойского плато, Тимана, Среднего Поволжья и Среднерусской возвышенности. Приуралье рассмотрено выше совместно с Уралом.

Силурийское плато и Северная Эстония

Влияние карста на средний годовой сток рек исследуемой территории происходит главным образом вследствие подземного водообмена между водосборами и расходованию влаги на питание артезианского бассейна (В. К. Колотилыщикова, 1962; Ю. М. Гуревич, 1966). Средний годовой сток р. Паалы, у г. Пылтсамаа выше зональной величины на 13 %, а р. Педьи у д. Тырве ниже на 12,5 %, сток р. Кунды у д. Сямя больше на 20 %, а р. Селгейыги у д. Аркна меньше на 25 %, р. Вигатлы у д. Коновере больше на 18 %, а р. Велисе у д. Вянгла меньше на 12 %. Суммарный сток каждой пары рек близок к зональной его величине.

В условиях карста Северной Эстонии увеличение водоносности одной реки происходит, как правило, за счет снижения величины стока соседней реки. По-видимому, вследствие развития карстовых явлений, произошел частичный перехват подземного водосбора соседней рекой, обладающей большой водоносностью и пониженным базисом карстовых вод. Расходы воды рек перехватывающих водосборов, как правило, больше, чем рек перехваченных водосборов.

Значительное влияние карста отмечается на стоке рр. Ижоры, Оредежи, Долгой, Хревицы, нижних течений Плюссы и Нарвы. Река Ижора в верхнем и среднем течении, протекая в восточной части Ижорской возвышенности по закарстованному водосбору, теряет до 30 % своего стока. После пересечения глинта водосбор этой реки, получив незначительное приращение в площади (40 км^2), за счет обильного питания карстовыми водами резко увеличивает сток с 5,7 до $7,2 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$. Для водосборов рр. Долгой (приток р. Луги) и нижнего течения Нарвы характерно частичное поглощение стока.

Увеличение модуля среднего годового стока на $3\text{—}7 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$ происходит также на водосборах рр. Оредежи, Хревицы, Систы и Плюссы. Это связано с притоком карстовых вод из области питания

С увеличением водоносности реки роль карста в зарегулированности стока уменьшается.

Влияние карста выражается в снижении роли весеннего и осеннего стока в годовом и усилении роли стока зимней и летней межени (рис. 36). Для карстовых рек Оредежи, Ижоры, Систы, Хревицы и др. независимо от величины площади их водосборов (при F — $31,5 \text{ км}^2$ и более), весенний сток меньше на 7—20 %, а осенний — на 8—10%, чем сток р. Тосны (у ст. Тосно), водосбор которой не закарстован. Наоборот, зимний сток больше на 6—20 %, а летний — на 3—8 % в сравнении с той же рекой. Таким образом, перераспределяя сток по сезонам, карст оказывает регулирующее влияние на внутригодовой ход стока.

Влияние карста на минимальный сток. Минимальный среднемесячный сток карстовых рек находится в прямой зависимости от общего увлажнения водосбора (M ср. годов.) и в обратной — от величины площади водосбора ($\lg F$). При одних и тех же значениях M ср. годов. и $\lg F$ модули минимального стока карстовых рек более значительные, чем некарстовых.

Карстовые реки начинаются обычно из карстовых источников, поэтому в верховьях они имеют наиболее высокие модули минимального стока. С увеличением площади водосбора влияние карста на минимальный сток ослабевает. При площади около 5000 — 5600 км^2 величина этого влияния находится в пределах точности расчетов стока (рис. 37).

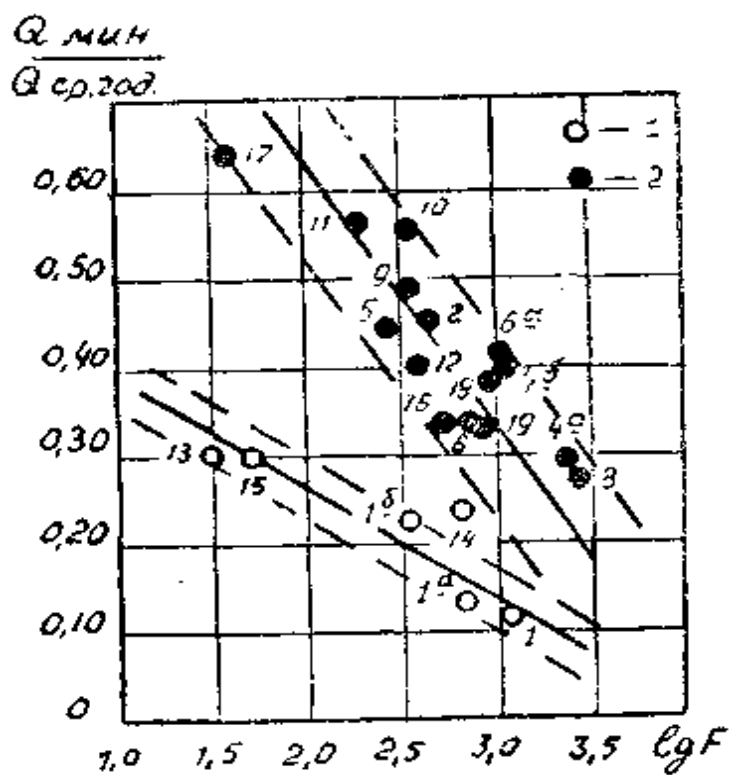


Рис. 37. Влияние карста на отношение минимального расхода к среднему годовому в зависимости от величины площади водосбора для рек Эстонско-Ленинградской карстовой провинции: 1 — карст отсутствует или развит слабо; 2 — карст развит

Карст оказывает *снижающее влияние на величину модуля максимального стока рек.* Для водосборов с развитым карстом это снижение составляет 30—85 % (рр. Систа — 33 %, Луга на участке от ст. Толмачево до с. Киноши — 12 %, Хревица

— 44 %, Оредеж у р. п. Вырица — 32 %, Ижора — 52 %, Кунда — 46 %, Селгейыги — 48 %, Лообу — 44 %, Валгейыги — 41 %, Пярну — 82 %, Паала — 50 %). Для рек, водосборы которых не закарстованы или подвергнуты слабой закарстованности, модули максимального стока испытывают отклонения от зональных значений лишь в пределах —25 % — +10 %.

*Онего-Северодвинское междуречье и Кулойское
плато*

Влияние карста на норму и изменчивость годового стока. В осевой наиболее приподнятой части междуречья Онеги и Сев. Двины преобладает поглощение поверхностного стока в карст (водосборы рр. Емцы, Мехреньги, Ваймуги, Ледь, Моши и на участке среднего течения Ваги между д. Филяевской и г. Шенкурском). Эта территория представляет область питания подземных карстовых вод. Разгрузка этих вод осуществляется на участке нижнего течения рр. Сев. Двины и Ваги, а также в р. Мудьюгу, дренирующую западный район Кулойского плато.

Путем расчетов выявлен интенсивный приток карстовых вод в Сев. Двину. На участке площадью 11100 км^2 , ограниченном створами у д. Абрамково, д. Звоз и г. Шеговары, дополнительный приток подземных вод составляет около $15 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$, или 165 % зональной величины. На другом участке реки, расположенном ниже по течению, при площади водосбора 26000 км^2 , дополнительный приток подземных вод выражается величиной $3,5 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$, или 39% зонального модуля стока. Дополнительный приток карстовых вод обнаружен также в р. Мудьюгу до д. Патракеевской (82 %) и р. Вагу на участке между г. Шенкурском и г. Шеговары (61 %).

Изменчивость годового стока карстовых рек имеет тенденцию к снижению при увеличении их водоносности и положительном подземном водообмене с соседними водосборами.

Влияние карста на внутригодовую зарегулированность стока. С увеличением водоносности рек и закарстованности их водосборов, а также при положительном подземном водообмене между водосборами внутригодовая зарегулированность стока усиливается.

Усиление зарегулированности стока в ряде случаев наблюдается и при отрицательном водообмене с соседними водосборами. Так, несмотря на исключительно большой отрицательный водообмен водосборов карстовых рек Пярги и Сухой Шелексы (70—85 %), сток этих рек наиболее зарегулирован. Причиной этого является сравнительно малая площадь водосборов ($246\text{—}270 \text{ км}^2$) и сильная их закарстованность. Талые и дождевые воды весной под воздействием интенсивной инфильтрации и инфлюации довольно быстро переводятся в подземные не образуя значительного половодья. В последующее время эти воды, обеспечивая устойчивое подземное питание, регулируют питание и сток рек (П. В. Молитвин, 1965).

Зарегулированность стока всех исследованных карстовых рек рассматриваемой территории более высокая, чем некарстовых (рис. 38).

Минимальный сток карстовых рек, в связи с усиленным питанием их подземными карстовыми водами, значителен. Его величина возрастает на наиболее закарстованных водосборах. Наибольшими значениями модуля минимального среднемесячного стока характеризуются карстовые реки: Емца до жел. дор. моста ($4,84 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$), Мехреньга до д. Чурозгора ($2,55 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$), Ваймуга до д. Пермилово ($2,32 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$), Вага на участке от г. Шенкурска до г. Шеговоры ($5,45 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$), р. Кулой ($5,42 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$).

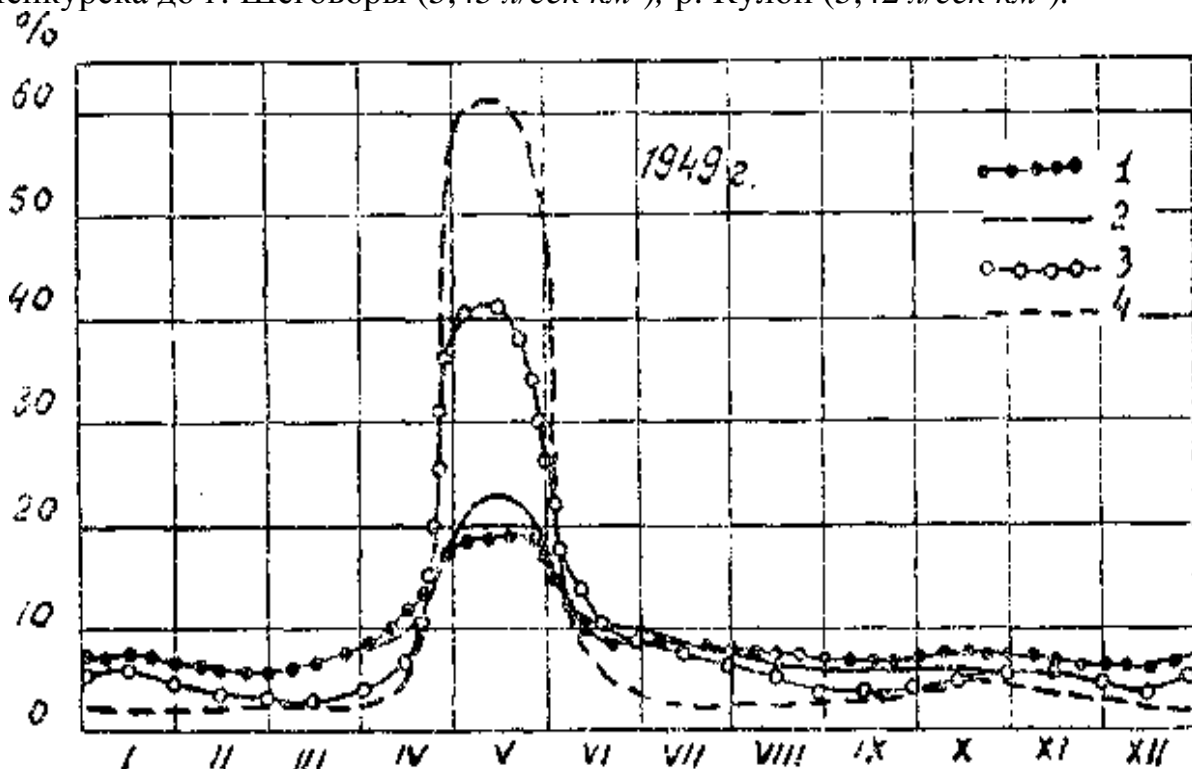


Рис. 38. Сопоставление внутригодового распределения стока водосборов рек Онего-Северодвинского междуречья с развитием карста (1, 2, 3) и отсутствием карста (4): 1 — р. Емца ($F=289 \text{ км}^2$, $M_0=17,6 \text{ л/сек. км}^2$); 2 — р. Емца ($F=1860 \text{ км}^2$, $M_0=12,9 \text{ л/сек. км}^2$); 3 — р. Шелекса ($F=908 \text{ км}^2$, $M_0=6,64 \text{ л/сек. км}^2$); 4 — р. Устья ($F=7210 \text{ км}^2$, $M_0=6,80 \text{ л/сек. км}^2$).

Минимальный среднемесячный сток рек, протекающих в условиях карста, в 2,5—4,0 раза выше, чем рек некарстовых. Подтверждением значительного притока в русла карстовых рек подземных вод является также отсутствие сплошного ледяного покрова или наличие полыньи на этих реках в зимнее время (П. В. Молитвин, 1965).

Сравнение минимального стока рек Онего-Северодвинского междуречья и Кулойского плато с одной стороны, и Силурийского плато и Северной Эстонии с другой, показало, что относительное влияние карста на сток рек рассматриваемой территории более значительное. Оно в 1,5—2 раза больше, чем влияние карста на минимальный сток рек Силурийского плато и Северной Эстонии.

На максимальный сток рек рассматриваемого карстового района карст оказывает регулирующее влияние. В период формирования максимального стока на закарстованном водосборе поглощающие талые воды поноры не в состоянии пропустить через себя весь поверхностный сток. Часть талых вод образует значительный русловой сток, величина которого будет тем больше, чем больше разница между интенсивностью притока талых вод в русло и поглощения их понорами. Поэтому для карстовых рек всегда характерно снижение величины модуля максимального стока.

Снижающее влияние на максимальный сток карста, при равных прочих условиях, зависит от степени закарстованности водосборов. На карстовых реках Пярге и Сухой Шелексе, водосборы которых наиболее сильно закарстованы, снижение модуля максимального стока достигает 1,5—2,0 раза. На рр. Емце (у жел. дор. моста), Ваймуге, Мехреньге и Моше величина этого снижения уменьшается до 15—50 %.

Т и м а н

Влияние карста на речной сток. В карстовой области Тимана, как показали воднобалансовые расчеты (В. А. Балков, 1966 в), преобладают потери поверхностного стока на питание подземных вод палеозойской толщи артезианских бассейнов. Отрицательное влияние карста на величину среднего годового стока наиболее ощутимо на водосборах рр. Ижмы (10—24 %), Вель (20 %), и Пижмы (18 %). Повышенные потери весеннего стока на водосборах рек Ижмы (90—110 мм) и Пижмы (110—140 мм) в связи с влиянием карста отмечаются Т. И. Великановой (1957) и В. Д. Комаровым (1959). Положительное влияние карста характерно для водосборов рр. Сойвы (15 %) и Ухты (8 %), где отмечаются выходы карстовых вод.

Наибольшее снижение значений C_v годового стока характерно для карстовых рек Чибью у г. Ухта (39 %) и Ухты у г. Ухта (16 %). Некоторое увеличение изменчивости стока наблюдается для карстовых рек, отличающихся отрицательным подземным водообменом (Пижма у д. Боровая, Вымь у с. Весляна).

Сток рек наиболее закарстованных водосборов является наиболее зарегулированным в году. Так, коэффициент $\phi_{пр}$ для р. Ухты в 2—4 раза превышает значения этого коэффициента для обычных некарстовых рек. Зарегулированность стока рек, водосборы которых менее закарстованы, и, кроме того, отличаются отрицательным подземным водообменом, снижается в сравнении с $\phi_{пр}$ для р. Ухты на 0,15—0,20 (рр. Пижма у д. Боровая, Вымь у с. Весляна (рис. 39).

Минимальный сток большинства карстовых рек имеет более высокие значения модуля (от 2 до 4 л/сек·км²), чем некарстовых (от 1,3 до 2,5 л/сек·км²). Повышенными значениями модуля отличаются реки Ухта у г. Ухта (4,0 л/сек·км²), Вымь у Бож-Ю-Дор (3,4 л/сек·км²), Вымь у с. Весляна (2,9 л/сек·км²), Пижма у д. Боровая

($2,4 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$) и др. Вместе с тем, имеются реки, влияние карста на сток которых незаметное. Это реки Ижма у с. Усть-Ухта ($1,98 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$) и Северная Мылва у с. Яг-тыдин ($1,52 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$). В среднем величина модуля минимального среднемесячного стока карстовых рек больше соответствующих модулей стока некарстовых рек на 55—65 %.

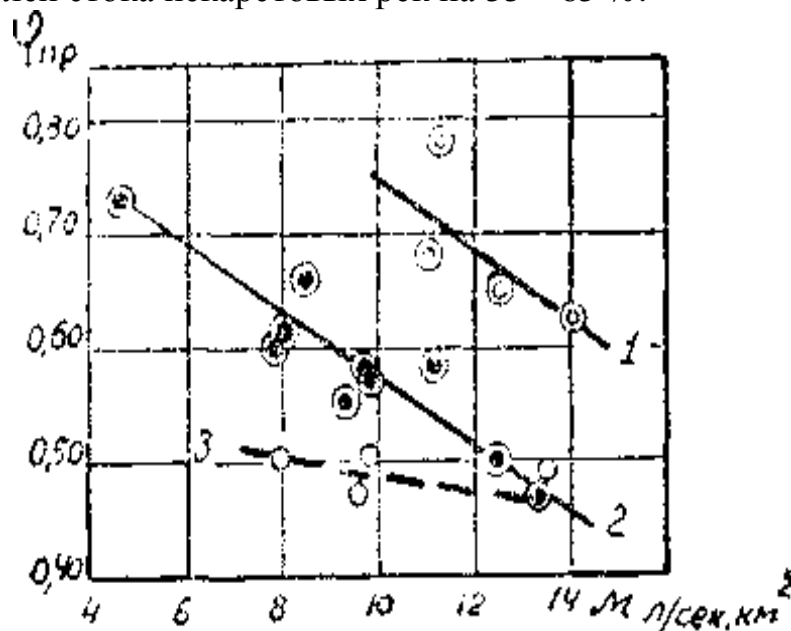


Рис. 39. Зависимость значений коэффициента внутригодовой зарегулированности стока (приведенных к площади 2000 км^2) от модулей годового стока рек Тимана: 1 — реки со значительной закарстованностью водосборов (Ухта — г. Ухта); 2 — реки, водосборы которых закарстованы слабо (Пижма — д. Боровая, Вымь — с. Весляна); 3 — реки, водосборы которых не закарстованы (Вашка — д. Решельская, Нем — с. Краснояр)

Влияние карста на максимальный сток рек Тимана, вследствие значительных площадей их водосборов (более 4500 км^2), оказалось сильно сглаженным. Поэтому более определенно можно сказать о снижении максимумов стока лишь рек Выми у с. Весляна (на 14 %) и Пижмы у д. Боровая (на 19 %).

Среднее Поволжье

Влияние карста на норму и изменчивость годового стока рек. Для большинства водосборов карстовых рек Среднего Поволжья характерно снижение модуля среднего годового стока относительно зональной его величины в результате отрицательного водообмена с соседними водосборами. Наибольшее снижение модуля стока отмечается на водосборе нижнего течения р. Мокши, в месте пересечения рекой Окско-Цнинского вала. Здесь это снижение достигло 44 %.

Уменьшение модуля стока также происходит в Казанском карстовом районе (в нижнем течении р. Свияги — 35 %) и Арзамасской карстовой области (на водосборе р. Сережи — 34 %). Наименьший

отрицательный водообмен приурочен к районам развития мелового карста (в верхнем течении р. Свияги — 17 %).

Увеличение модуля среднего годового стока происходит главным образом на участках нижнего течения р. Оки, являющейся главным базисом карстовых вод двух карстовых областей — Арзамасской и Окско-Цнинского вала. Здесь норма стока увеличивается соответственно в 0,5 и 1,5 раза.

Повышение стока отмечается и на малых реках (с площадью водосбора до 200 км²), получающих усиленное питание карстовыми водами. Так, на рр. Малая Кутра, Улема, Лог без названия у д. Нарманка за счет притока карстовых вод в виде родников средний годовой сток увеличен на 25—75 % относительно зональной величины. Подземный водообмен (как отрицательный, так и положительный) достигает наибольшей интенсивности в карсте гипсов и известняков Окско-Цнинского вала (от 44 до 153 %), Казанского карстового района (от —35 — до 75 %) и Арзамасской карстовой области (от —34 до 48%). Слабее всего подземный водообмен выражен в районах распространения мелового карста (от 17 до 4%).

Влияние карста достаточно заметно на стоке отдельных рек. Так, например, в верхнем течении р. Пьяны до с. Гагино под воздействием карста обнаруживается отрицательный водообмен, равный 27 %. В среднем течении река дренирует подземные воды закарстованной толщи сильно трещиноватых казанских известняков с включениями гипсов и ангидритов. Подземный водообмен положительный, величина его на участке водосбора от с. Гагино до д. Кочки-Пожарки равна 26 %.

Различия геолого-литологического и тектонического строения территории сказываются и на вариации годового стока рр. М. Кокшаги, Рутки, Сивинь, а также рр. Алатырь, Кондурча, Инсар и др. Водосборы этих рек сложены верхнепермскими отложениями, перекрытыми флювиогляциальными песками. Вследствие этого они характеризуются высокой аккумулирующей емкостью песчаных и супесчаных толщ и устойчивым питанием из пермских отложений. Водосборы имеют залесенность до 100 %, отличаются высоким стоянием уровня грунтовых вод (Г. Н. Петров, 1963). Эти реки, наряду с питанием грунтовыми водами песков, получают устойчивое по своему режиму подземное питание карстовыми водами казанских известняков. Вследствие указанных причин отмечается снижение коэффициентов вариации годового стока р. Рутки у кор. Арбуч на 31 %, р. М. Кокшаги у рзд. Куяр на 50 %, р. Сивинь у с. Сивинь на 21 % и т. д.

Для рек Алатырь, Кондурча, Инсар, Вад и др. характерно увеличение изменчивости годового стока, которое связано со снижением их водоносности и сравнительно слабым питанием грунтовыми водами. В ряде случаев отмечается отрицательный подземный водообмен с соседними водосборами, который также способствует повышению изменчивости годового стока. Все это определило увеличение коэффициента вариации годового стока р. Алатырь у с. Тургенево

на 39 %, р. Кондурчи у пос. Украинка на 53 %, р. Инсар у с. Языковка на 21 % и т. д.

Величина коэффициента вариации годового стока находится в зависимости от размера площадей водосборов. При этом для рек Арзамасской, Сурско-Свияжской карстовых областей и Окско-Цнинского вала характерна прямая зависимость $C_{vy}=f(F)$. Эта особенность объясняется тем, что для малых карстовых рек в связи с устойчивым питанием их карстовыми водами величина C_{vy} понижена. Увеличение площади водосборов вызывает ослабление влияния карста и питания карстовыми водами, в связи с чем изменчивость стока повышается.

Влияние карста на внутригодовую зарегулированность речного стока. В связи с высокой регулирующей способностью толщи песчаных и супесчаных ледниковых отложений, перекрывающих карстующиеся породы, сток рек Окско-Цнинского вала является наиболее зарегулированным. Это относится в особенности к водосбору р. Ушны до д. Новлянской, для которого характерны потери весеннего стока (на 60 мм превышают зональную величину) и повышенный сток зимнего периода (на 10—15 % превышает сток рек смежных водосборов). По-видимому, кроме карста некоторое влияние оказывает и искусственное регулирование реки.

Снижение зарегулированности стока в связи с уменьшением мощности ледниковых отложений, а также увлажненности и лесистости наблюдается на реках Арзамасской и Сурско-Свияжской карстовых областей. Здесь значительное увеличение внутригодовой зарегулированности стока (в 1,5—2,0 раза) под влиянием карста отмечено для водосбора среднего течения р. Пьяны от с. Гагино до д. Камкино. Меловой карст на водосборах рр. Свияги (до с. Вырыпаевка) и Суры (от г. Пензы до с. Кадышево) способствует повышению зарегулированности стока на 15—20 %.

Наименее зарегулирован сток рек Казанского карстового района. Весенний сток составляет свыше 80 % от годового, а зимний — лишь 1—4 % (рр. Кубня, Була, Улема, Казанка у р. п. Арск и др.). О слабом поглощении талых вод весной в карст или отсутствии поглощения свидетельствуют значения коэффициентов весеннего стока (В. Д. Комаров, 1959). Для рек района средние многолетние значения коэффициентов стока составляют 0,56—0,64, тогда как для других рек (Сура, Свияга, Ушна) значения этого коэффициента снижаются до 0,22—0,48.

Влияние карста на минимальный сток. Высокая регулирующая способность водосборов рек Окско-Цнинского вала, обусловленная карстом и толщей ледниковых отложений, несмотря на отрицательный водообмен, определила минимальный сток, значительно превышающий зональную величину (в нижнем течении р. Мокши более, чем в 2,5 раза, в нижнем течении р. Клязьмы более, чем в 2 раза и т. д.).

На реках Арзамасской карстовой области положительному водообмену соответствует увеличение модуля минимального стока

(рр. Пьяна между с. Гагино и д. Кочки-Пожарки, Малая Кутра до д. Городище и др.), а отрицательному водообмену — снижение модуля минимального среднемесячного стока (рр. Пьяна до с. Гагино, Сережа до с. Лесуново, Сивинь до ст. Терезморга, Алатырь до с. Тургенево).

В Сурско-Свияжской карстовой области слагающие водосборы отложения имеют падение с севера на юг и с востока на запад, вследствие чего происходит отток подземных вод за пределы водосбора р. Свияги и снижение размеров подземного питания местной речной сети. Там, где речная сеть врывается в отложения меловой системы, интенсивность подземного питания резко возрастает (Г. А. Аверьянова, 1959), а минимальный сток становится превышающим почти в два раза зональную величину.

Влияние карста на максимальный сток. Величина модуля максимального стока рек зависит от степени увлажненности (M год), площади водосбора и особенностей подстилающей поверхности. Поэтому для сравнения влияния карста разных карстовых областей и районов принят относительный максимальный сток $\left(\frac{\bar{q}_{\max}}{\bar{M}_{\text{год}}} \right)$ при одних и тех же площадях водосборов.

Наибольшей зарегулированностью максимального стока характеризуются реки Окско-Цнинского вала, где отношение $\frac{\bar{q}_{\max}}{\bar{M}_{\text{год}}}$ имеет наименьшее значение (10—20). Для рек Арзамасской карстовой области и Казанского карстового района при тех же площадях водосборов показатель зарегулированности максимального стока равен 20—25. Реки Сурско-Свияжской карстовой области и Сызранского района мелового карста отличаются наименьшей зарегулированностью максимального стока $\left(\frac{\bar{q}_{\max}}{\bar{M}_{\text{год}}} = 25-30 \right)$

Исключением из этого правила является значительное снижение величины модуля максимального стока на реках с наиболее закарстованными водосборами (Ушне, Сереже, Рутке, Б. Кокше, М. Кокшаге и Казанке), где увеличение зарегулированности максимального стока соответственно составило 54, 27, 69, 68, 38 и 18 %.

Среднерусская возвышенность

Влияние карста на речной сток. Воднобалансовыми расчетами установлено, что на одних водосборах происходит глубокая инфильтрация влаги (рр. Сейм, Псел), на других — разгрузка артезианских вод (рр. Псел, Сев. Донец, Везелка, Оскол). Вместе с тем, на отдельных водосборах, особенно малых, под влиянием местных гидрогеологических условий и мелового карста, несмотря на то, что эти водосборы расположены в области питания артезианских вод, отмечается увеличение нормы годового стока (рр. Головесня, Убедь, Рать, Реут, Тим). В условиях известнякового и доломитового карста рассматриваемой территории подземный водообмен не достигает

значительных величин (водосборы рек Ока, Красивая Меча, Сосна).

На характер водообмена между водосборами указывает также величина C_v годового стока. При положительном водообмене изменчивость общего годового стока, как правило, снижается (рр. Головесня, Убедь, Рать, Реут, Везелка, Оскол, Тим и др.). Отрицательный водообмен может происходить за счет весенних талых и летне-осенних дождевых вод. В этом случае C_v годового стока будет уменьшаться (водосборы рр. Шостка, Судость, Псел, Красивая Меча). Если же водообмен происходит в межень за счет потерь речных вод, то следует ожидать увеличения изменчивости годового стока (Сейм, Кур).

Во внутригодовой зарегулированности стока рек Среднерусской возвышенности карст играет как положительную, так и отрицательную роль. В качестве примеров наиболее выраженного положительного влияния на сток известнякового карста могут быть названы водосборы рек Зуши, Раковки, Красивой Мечи, Девыцы. Зарегулированность стока для этих водосборов повышена на 14—43 %. В области карста мела подобными примерами являются водосборы рек Оскола, Оскольца, Тускори, Калитвы, Айдара. Для них характерно более значительное увеличение зарегулированности на 22—74.

Отрицательное влияние известнякового карста заметно выражено на водосборе р. Оки до г. Орла и р. Сосны до г. Ельца. В условиях карста мела подобным примером является водосбор р. итюг.

Минимальный сток наиболее закарстованных водосборов рек имеет и наибольшие приращения: р. Оскол — 30—161 %, р. Упа — 56 %, р. Зуша — 83 %, р. Девыца — 45 %, р. Калитва — 138 % и др.

В условиях известнякового карста (водосборы рек Зуши, Раковки, Красивой Мечи, Девыцы) увеличение модуля минимального стока равно 36—83 %. Меловой карст обуславливает увеличение минимального стока на 29—161 % (водосборы рек Оскола, Оскольца, Тускори, Калитвы, Айдара).

Наряду с этим, значительное превышение модуля минимального стока над зональным отмечается и по некоторым другим речным водосборам, на которых карстовые явления не развиты, но имеет место разгрузка напорных вод из водообильных отложений палеогена (рр. Ворскла в районе г. Полтавы, Хорол на участке Миргород-Хорол, Сула в районе Лубень и др.) (Б. И. Куделин, 1960).

Количественная оценка роли карста в формировании максимального стока рек дана с помощью зависимости $\frac{\bar{q}_{\max}}{\bar{M}_{\text{год}}} = f(F, S)$, учитывающей общее увлажнение водосборов, величину их площади и залесенность (S).

По степени влияния карста на максимальный сток все исследуемые водосборы можно разделить на три группы: I — Водосборы рек,

на которых влияние карста отсутствует, или слабо выражено (снижение величины $\frac{\Delta \bar{q}_{\text{макс}}}{\bar{M}_{\text{год}}}$ не более 10 %). Сюда следует отнести водород сборы рр. Оки, Грунца, Упы, Жиздры, Угры, Сосны, Десны, Осеред, Битюга и др. Преобладает карст в известняках; II — Водосборы рек с заметным влиянием карста $\left(\frac{\Delta \bar{q}_{\text{макс}}}{\bar{M}_{\text{год}}} \text{ равно } 11-40\% \right)$ Это — водосборы рек Зуши, Красивой Мечи, Сейма, Тускори, Свапы, Клевеня, Сулы, Оскола (верховье), Калитвы. Более характерен карст мела; III — Водосборы рек со значительным влиянием карста (снижение величины $\frac{\Delta \bar{q}_{\text{макс}}}{\bar{M}_{\text{год}}}$ более 40 %). К этой группе относятся водосборы рек Девыцы, Сейма, Псела, Оскола, Оскольца, Айдара и Раковки. Типичен карст мела. Исключение составляет лишь водосбор р. Раковки (притока р. Зуши), на котором карст сильно развит в известняках.

Некоторые закономерности влияния карста на речной сток

Закономерности влияния карста на сток рек горных районов. В каждом высотном поясе развитие карста происходит при активном воздействии всего физико-географического комплекса. Поэтому карст горных районов, неся на себе отпечаток влияния высотной поясности, не может быть полностью отнесен к аazonальным факторам стока.

Горный карст, подобно равнинному, лишь вносит некоторые (иногда существенные) усложнения в общую картину формирования величины и режима зонального (высотно-поясного) стока.

В связи с этим, количественная оценка гидрологической роли карста дается на фоне общих географических закономерностей, присущих стоку рек горных стран и, прежде всего, с учетом зависимости модуля стока от средней высоты водосбора.

Особенности влияния горного карста на отдельные характеристики речного стока сводятся к следующему (В. А. Балков, 1967 а).

1. В условиях горного карста, вследствие расходования значительной части влаги на глубокую инфильтрацию, преобладает снижение модуля речного стока. Величина этого снижения уменьшается на реках со значительными водосборными площадями в связи с усилением эрозионного врезания, а также на малых реках, получающих дополнительное питание карстовыми водами.

Относительная величина влияния карста (отрицательная и положительная) на норму стока возрастает в соответствии со снижением увлажненности водосбора и уменьшением его площади. При очень малых площадях водосборов влияние карста на сток проявляется наиболее сильно. При этом, отклонение измеренной (фактической) величины среднего годового стока от рассчитанной (зональной) достигает $\pm 80-100\%$. Наибольшие величины поглощения

стока приходится на притоки среднего течения р. Ай (Межевой Лог — $5,1 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$). С увеличением площади водосбора до $2000\text{—}3000 \text{ км}^2$ относительная величина влияния на сток карста падает наиболее интенсивно, уменьшаясь до — $10\text{—}20 \%$.

Влияние степени закарстованности водосборов на средний годовой сток также зависит от величины их площади. При площадях водосборов менее 100 км^2 наблюдается слабый эрозионный врез. Поэтому для таких водосборов характерна обратная зависимость величины коэффициента годового стока от процента закарстованности их. При площадях водосборов более 1000 км^2 в связи с усилением эрозионного вреза и питания рек карстовыми водами увеличение процента закарстованности приводит к увеличению модуля и коэффициента среднего годового стока.

2. Влияние карста на изменчивость годового стока зависит от увлажнения водосбора и величины его площади. Чем выше увлажненность и больше площадь водосбора, тем слабее относительное влияние карста на коэффициент вариации годового стока.

Карст обуславливает снижение величины коэффициента C_v стока на реках с положительным водообменом и усиленным питанием карстовыми водами. Увеличение C_v стока карстовых рек происходит в случае безвозвратных потерь наиболее зарегулированной части стока.

3. Регулирующее влияние горного карста на внутригодовое распределение стока зависит от уклона поверхности водосбора, характера подземного водообмена и особенностей связи между поверхностным стоком рек в период прохождения паводков. Оно уменьшается при отрицательном подземном водообмене между водосборами.

В период прохождения по карстовым рекам паводков в случае недостаточной водопропускной способности поноров и других поглощающих отверстий излишек паводковых вод может поступать в соседнюю реку, вызывая снижение зарегулированности ее стока. Примером таких рек является р. Джампали (Г. Н. Гигинейшвили, 1964 а, 1965).

4. Увеличение модуля минимального среднемесячного стока горных карстовых рек в связи с усиленным питанием карстовыми водами может достигать $1,5\text{—}3,0$ раза. В условиях значительного отрицательного водообмена отмечается снижение величины модуля минимального стока (на $60\text{—}100 \%$).

Влияние карста на минимальный сток зависит от величины площади водосбора и его закарстованности. При малых площадях влияние карста наиболее ощутимо. С увеличением площади водосбора это влияние падает. Увеличение процента закарстованности водосбора обуславливает повышение значений модуля минимального стока.

5. Относительная величина снижения модуля максимального стока под влиянием горного карста меньше, чем в условиях равнинного карста. Это может быть связано со значительной климатической

и бассейновой зарегулированностью максимального стока рек горных стран.

Таким образом, в условиях горного карста, вследствие значительного несоответствия подземных водосборов поверхностным, явление подземного водообмена выражено сильнее, чем в карстовых районах Русской равнины. Этот водообмен обусловил перераспределение стока по территории относительно степени ее увлаженности. Так, области с максимальным количеством атмосферных осадков, как правило, безводные; они вследствие интенсивного поглощения влаги карстовыми поверхностными отрицательными формами рельефа обычно лишены поверхностного стока. За счет этого в нижних частях водосборов наблюдаются повышенные значения стока (Л. К. Давыдов, 1947; Р. А. Филенко, 1949; М. А. Абдужабаров, 1965).

Области распространения горного карста, как показывают воднобалансовые расчеты, являются вместе с тем районами наиболее интенсивного атмосферного питания вод артезианских бассейнов. В связи с этим значительная часть влаги горных областей расходуется на глубокую инфильтрацию (В. И. Клименко, 1965; В. А. Балков, 1964; М. А. Абдужабаров, 1965). Поэтому в условиях горного карста преобладает отрицательный подземный водообмен.

Влияние на сток горного карста также, как и равнинного, зависит от зональных и незональных факторов. К числу зональных факторов необходимо отнести климатическое увлажнение водосборов. Последнее создается под воздействием атмосферных осадков и испарения и играет существенную роль во влиянии карста на отдельные характеристики речного стока. С увеличением увлажнения водосборов влияние на сток карста уменьшается и, наоборот, при малой степени увлажнения водосборов гидрологическая роль горного карста усиливается.

Характер влияния степени закарстованности водосбора на сток зависит от величины площади водосбора, так как с последней связана глубина эрозионного вреза русел и, следовательно, подземное питание рек карстовыми водами. Изменение гидрографов в зависимости от степени закарстованности их водосборов показано на рис. 40.

Исследование влияния горного карста на сток произведено по материалам рек, протекающих главным образом в районах распространения голого, задернованного и покрытого известнякового и отчасти гипсового карста. Выделить влияние отдельных типов карста при современной слабой гидрологической изученности затруднительно. Поэтому приведенные выше выводы относятся ко всем указанным типам карста.

Для выяснения особенностей влияния на сток отдельных морфолого-генетических и литологических типов горного карста необходимо проведение специальных исследований с постановкой комплекса гидрологических и гидрогеологических наблюдений на стоковых площадях.

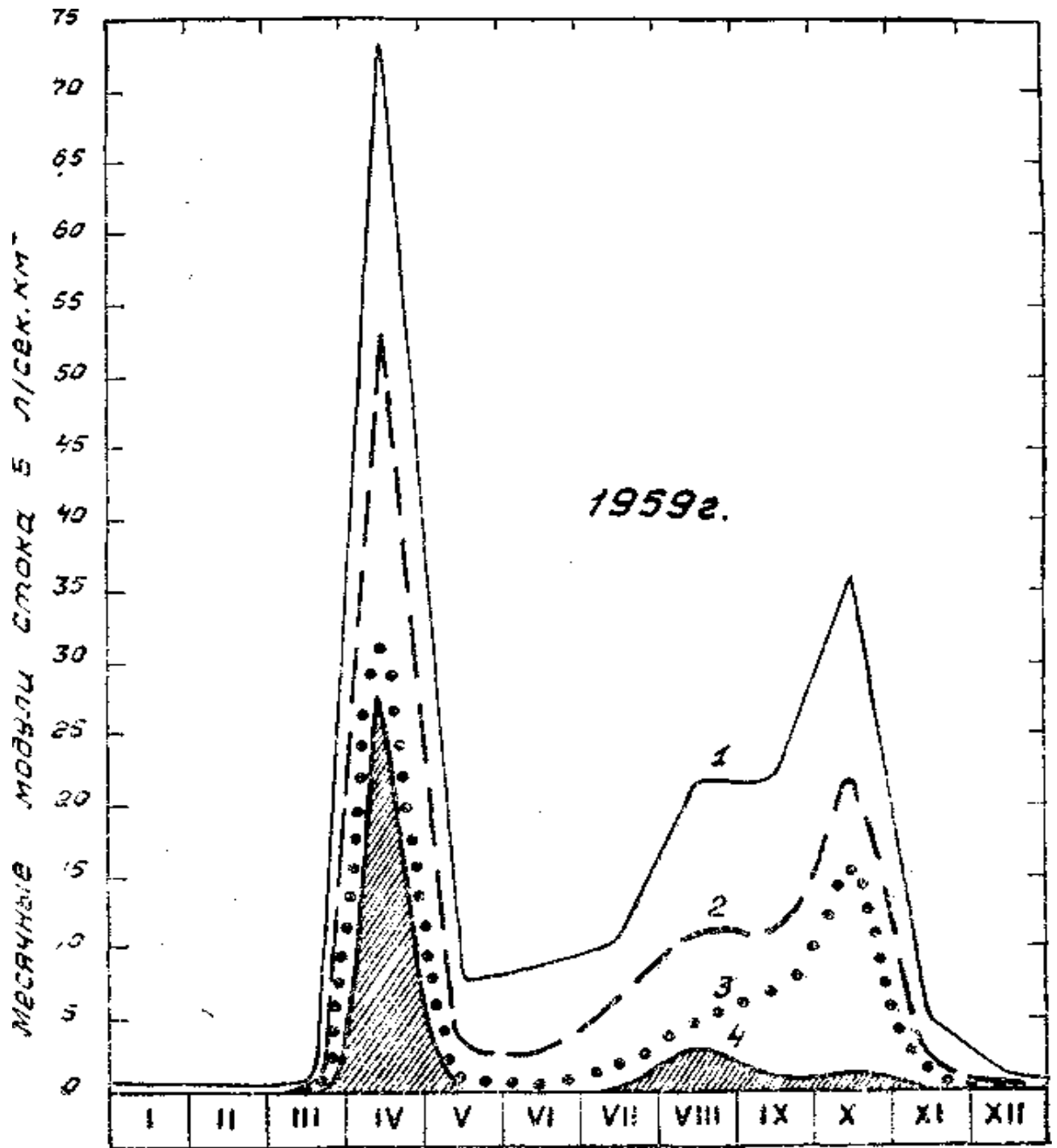


Рис. 40. Изменение гидрографов рек—притоков, среднего течения р. Ай — в зависимости от степени закарстованности их водосборов: 1 — р. Каменка ($F = 39,6$ км, закарстованность 0 %); 2 — р. Каменка ($F = 52,6$ км, закарстованность 10 %); 3 — р. Каменка ($F = 60,9$ км, закарстованность 25 %); 4 — р. Мусихин Лог ($F = 1,86$ км, закарстованность 100 %)

Закономерности влияния карста на сток рек равнинных районов. При выяснении закономерностей влияния карста на сток равнинных районов автор исходит из необходимости учета следующих основных положений. 1) Сток рек Русской равнины, так же, как и определяющие его факторы (осадки, испарение, грунтовые воды и др.), в своем распределении по территории подчинен закону географической

зональности (Д. И. Кочерин, 1932; С. И. Небольсин, 1916; Б. Д. Зайков, 1938, 1946; П. С. Кузин, 1955, 1960; С. Д. Муравейский, 1936, 1946, 1948; М. И. Львович, 1945, 1963; Д. Л. Соколовский, 1959; А. М. Норватов, 1956; В. Д. Комаров, 1959; К. П. Воскресенский, 1962 и др.). Поэтому гидрологическую роль карста Русской равнины необходимо рассматривать на фоне зональности речного стока и определяющих его факторов. 2) Карст — природное явление, незональное. Он не является характерным для какой-либо одной природной зоны, так как распространение и развитие карста обусловлено прежде всего такими незональными условиями, как наличие карстующихся горных пород и их способность пропускать воду. Что касается последнего необходимого условия существования карста — наличия движущейся воды, способной растворять (Д. С. Соколов, 1962), то это условие может быть в большей мере отнесено к зональным. Из этого следует, что карст должен нести на себе отпечаток влияния географической зональности. 3) Карст Русской равнины разнообразен.

Г. А. Максимович (1958, 1962), основываясь на единстве форм рельефа и геологической структуры и учитывая положение карстующихся отложений фундамента или плаща осадочных пород, а также литологию карстующихся пород, отсутствие или наличие покрывающих карстующиеся толщи некарстующихся отложений и их мощность и т. д., предложил районирование карста СССР.

Выделенные единицы (карстовая страна, провинция, область, район) характеризуются не только единством форм рельефа и геологической структуры, но и известной однородностью связанных с ними климатических особенностей, процессов стока и почвенно-биогеографических условий. Поэтому предложенное районирование карста прямо или косвенно учитывает по существу весь комплекс физико-географических условий, что особенно важно иметь ввиду при географическом изучении карста и выяснении его гидрологической роли.

Таким образом, при выяснении особенностей гидрологической роли равнинного карста учитывалось следующее основное положение: гидрологическая роль карста определяется как незональными факторами карстообразования — геологической структурой, трещиноватостью, литологическим типом карста, химическим составом покровных отложений и т. д., так и зональными условиями — климатом, процессом стока, его интенсивностью, химизмом вод, от которых зависит интенсивность выщелачивания пород, минерализация вод. Влияние тех и других факторов на гидрологическую роль карста взаимосвязано.

Основные особенности влияния равнинного карста на речной сток сводятся к следующим (В. А. Балков, 1967, б).

1. В лесной зоне (зоне избыточного увлажнения) Русской равнины влияние карста на норму годового стока не зависит от увлажнения речного водосбора. При слабом изменении величины $M_{зон}$

норма годового стока карстовых рек этой зоны изменяется весьма существенно (от 7 до 23 л/сек. км²).

В лесостепной зоне (зоне переменнo-влажной) роль увлажнения во влиянии карста повышается. При этом, снижение увлажненности ($M_{\text{зон}}$) и уменьшение площади водосбора приводит к усилению влияния карста на норму годового стока. Наиболее сильное влияние карста на сток также типично для водосборов рек районов, отличающихся повышенными отметками поверхности и наиболее значительным врезом русел. На водосборах, реки которых находятся в «подвешенном» положении относительно уровня подземных карстовых вод, наблюдается отрицательный подземный водообмен. Там, где такого положения не наблюдается, мы имеем дело, как правило, с положительным, или нейтральным водообменом.

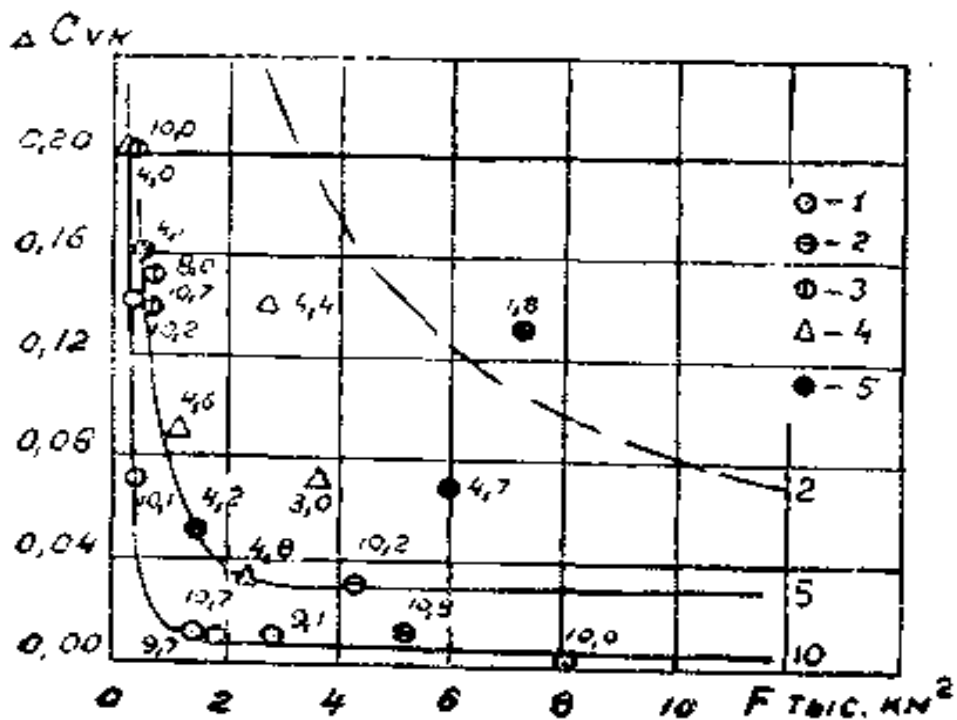


Рис. 41. Зависимость снижения коэффициента вариации годового стока рек в условиях карста Русской равнины от площади водосбора и зональной величины стока ($M_{\text{зон}}$): 1 — Онего-Северодвинское междуречье; 2 — Тиман; 3 — Эстонско-Ленинградская карстовая провинция; 4 — Среднее Поволжье; 5 — Среднерусская возвышенность. У точек показаны значения $M_{\text{зон}}$

2. Под влиянием усиления роли подземного питания в связи с перераспределением между поверхностным и подземным стоком, происходит снижение изменчивости годового стока карстовых рек. Величина этого снижения увеличивается с уменьшением увлажнения и усилением закарстованности водосборов (рис. 41). Так как закарстованность малых по площади водосборов обычно выше, чем больших, то изменчивость стока карстовых рек снижается с уменьшением площади их водосборов.

Наибольшее снижение изменчивости годового стока под влиянием карста характерно для рек с площадями водосборов менее

1000 км². При площадях водосборов более 2000—3000 км² снижение изменчивости становится практически незаметным.

3. Под влиянием карста внутригодовая зарегулированность стока рек повышается. Регулирующее влияние карста усиливается в связи с повышением закарстованности водосборов и увеличением зональной водоносности рек (рис. 42).

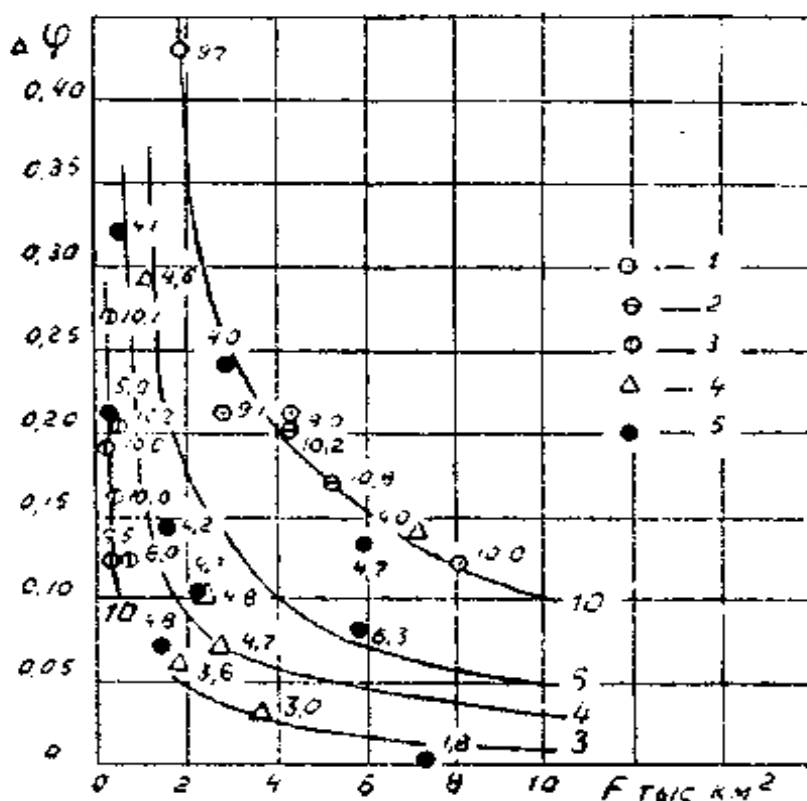


Рис. 42. Зависимость степени влияния карста Русской равнины на внутригодовую зарегулированность стока от площади водосбора и водоносности рек ($M_{зон}$): 1 — Онего-Северодвинское междуречье; 2 — Тиман; 3 — Эстонско-Ленинградская карстовая провинция; 4 — Среднее Поволжье; 5 — Среднерусская возвышенность. У точек показаны значения $M_{зон}$

4. Карст, вследствие усиления роли подземного питания, способствует увеличению минимального стока рек. Влияние карста на минимальный сток возрастает в связи со снижением увлажнения и уменьшением площади водосбора. Наибольшее влияние карста отмечается при наименьших площадях водосборов. При площадях водосборов, равных 3—10 тыс. км², влияние карста на минимальный сток становится практически незаметным.

5. Карст, по причине задержания и поглощения поверхностных вод, оказывает снижающее влияние на максимальный модуль стока рек. Величина этого снижения возрастает с увеличением закарстованности и увлажнения водосбора.

Таким образом, влияние карста на сток зависит как от зональных, так и незональных факторов. К числу первых следует отнести

увлажнение водосборов, определяемое соотношением тепла и влаги. Увлажнение водосборов, являясь важнейшим показателем воздействия зональных условий, в значительной степени определяет влияние карста на все рассмотренные характеристики речного стока.

С севера на юг от зоны тайги к лесостепной зоне, в связи с понижением увлажнения, происходит усиление влияния карста на норму годового стока, на снижение изменчивости годового стока и величину минимального стока. В том же направлении одновременно с этим наблюдается ослабление влияния карста на внутригодовую зарегулированность стока и снижение модуля максимального стока весеннего половодья.

Основным незональным фактором формирования стока рек в условиях карста является степень закарстованности поверхности водосборов, а также морфолого-генетические и литологические особенности карста. Закарстованность, ввиду отсутствия количественных данных, может быть приближенно оценена величиной площади водосборов. При этом наибольшая закарстованность обычно наблюдается на водосборах малых размеров. С увеличением площади средняя закарстованность снижается.

Различные типы карста оказывают на сток неодинаковое влияние. Так, погребенный, или ископаемый, карст, несмотря на широкое распространение по территории Русской равнины, вследствие полного отсутствия поверхностных карстовых форм, не оказывает заметного влияния на речной сток. Голый и задернованный карст встречается на небольших участках и имеет ограниченное распространение, в связи с чем влияние их на сток рек установить затруднительно. Поэтому необходима постановка специальных наблюдений на стоковых площадках или малых водосборах с голым и задернованным карстом разных литологических типов.

Наиболее распространенным на Русской равнине является покрытый известняковый, доломитовый, гипсово-ангидритовый и меловой карст. Заметное влияние на сток рек относится, главным образом, к покрытому, задернованному и голому карсту. Карст указанных морфолого-генетических типов играет определенную гидрологическую роль.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

ОЗЕРА КАРСТОВЫХ РАЙОНОВ¹

Карстовые озера, среди которых преобладают очень небольшие, до сих пор сравнительно мало привлекали внимание исследователей.

¹Глава написана К. А. Горбуновой и Г. А. Максимовичем.

В обобщающих работах по карстоведению они часто почти не рассматриваются.

И. К. Зайцев (1940) их совсем не упоминает. В работе Н. А. Гвоздецкого (1954) нет специального раздела, посвященного карстовым озерам. Мы находим только разбор вопроса о происхождении оз. Церик-Кёль (стр. 169—170, 185—186), фотографию карстового озера Шан-Хурей (стр. 171), данные о происхождении оз. Провалище (стр. 186) и упоминание о карстовых озерах в региональной части (глава V, стр. 233—309). Д. В. Рыжиков (1954) в небольшом разделе «Карстовые озера» делит озера по их отношению к водоносному горизонту на три основные группы. I. Озера, связанные с действующим водоносным горизонтом, располагающиеся в пределах зоны горизонтальной циркуляции: а) поверхностные, к которым относятся периодически затопляемые и постоянные озера полей, б) подземные. II. Озера, не связанные с действующим водоносным горизонтом, располагающиеся в зоне вертикальной циркуляции карстовых вод или подвешенные: а) поверхностные в заглинизированных карстовых воронках, постоянные и чаще периодически исчезающие, б) подземные — местные скопления воды и связанные с реликтовыми водотоками. III. Озера — источники типа Церик-Кёль, представляющие воронкообразные бассейны в местах выхода восходящих источников зоны сифонной циркуляции карстовых вод.

В монографии Д. С. Соколова (1962) также имеется небольшой раздел «Карстовые озера». По условиям питания он выделяет три основные группы карстовых озера: питающиеся поверхностными водами, питающиеся подземными водами и со смешанным питанием.

Озера поверхностного питания возникают в результате закупоривания поноров на дне карстовых воронок, карстовых долин, карстово-эрозионных оврагов. Закупоривание может быть вызвано также обрушением кровли карстовых полостей. Эти озера, а также озера смешанного питания, типичны для районов покрытого карста.

Озера подземного питания питаются карстовыми источниками на дне. Эти озера имеют поверхностный сток и дают начало постоянным ручьям и рекам.

Более широко распространены карстовые озера с подземным питанием, приуроченные к глубоким карстово-суффозионным и карстовым провальным воронкам и шахтам, дно которых расположено ниже уровня подземных вод. В этих озерах уровень воды совпадает с уровнем подземных вод. Это вскрытые провалами участки зоны насыщения карстовых вод.

У озер со смешанным питанием условия питания своеобразны. Озера с подземным питанием в результате роста площади поверхностного водосбора могут превращаться в озера со смешанным питанием. Постоянно и периодически затопляемые поля также имеют смешанное питание.

Особой разновидностью карстовых озер Д. С. Соколов считает пещерные озера, относящиеся уже к области спелеологии.

В монографии А. В. Ступишина (1967) карстовые озера отнесены к поверхностным карстовым водам первой приповерхностной гидродинамической зоны безнапорных вод нисходящего типа (стр. 148). На этой же странице в табл. 29 озера для приповерхностной зоны не указаны. Характеристика карстовых озер начата (стр. 151) сообщением, что они связаны с грандиозными карстовыми провалами и разгрузкой в карстовых котловинах «мощных по дебиту» подземных водотоков.

Особо выделены подземные воды второй гидродинамической зоны. Сюда относятся карстовые озера в провальных котловинах. С этой зоной связана (стр. 148) циркуляция подземных карстовых водотоков и образование многочисленных карстовых озер севера Среднего Поволжья (стр. 148). Приводится характеристика этих «голубых озер» гипсового карста (стр. 167—169). Наблюдается несоответствие характеристик гидродинамических зон и приуроченных к ним озер в вводной части и последующего описания карстовых озер. Часть озер, описанных под заголовком «Первая гидродинамическая зона», фактически относится ко второй.

Сведения о карстовых озерах приведены и в главе XVI «Районирование карста Среднего Поволжья» (стр. 259—274). А. В. Ступишин (1967), как и ранее Д. В. Рыжиков (1954), в основу деления озер берет приуроченность их к разным гидродинамическим зонам. Само деление карстовых озер по этим зонам проведено недостаточно четко.

Ј. Kunský (1950) в своей монографии в разделе «Карстовые озера» различает озера полейев, озера слепых или полуслепых долин после кольматации поноров, озера карстовых воронок. Указываются также ключевые озера и окраинные карстовые озера, котловины которых возникли на границе карстующихся и некарстующихся пород. Отмечается также наличие ископаемых карстовых озер.

М. О. Клер (1947) в очень содержательных тезисах доклада «Карстовые озера Урала» различает наземные и подземные озера. Наземные озера он делит на озера воронок выщелачивания, озера провальных воронок, прочие озера. Им выделяется также особый тип ископаемых карстовых озер различного возраста. Для последних указываются такие полезные ископаемые как бокситы, алуниты, огнеупорные и керамические глины, стекольные пески, бурые угли, железные руды (лимонит, сидерит и охры), марганцевые и никелевые руды и т. д.

В геоморфологии И. С. Щукин (1964) в карстовых озерах указывает ключевые горшки¹ и озера полейев. В. Г. Бондарчук (1949) приводит очень краткие данные о карстовых озерах¹ (стр. 215, 200). В работах по озероведению известное внимание уделяется карстовым озерам. Б. Б. Богословский (1960) выделяет тип провальных

¹ В этих работах площадь озера Церик-Кель ошибочно указана 14 700 м², тогда как она 26 130 м².

озер, в котором он различает три подгруппы: карстовые, просадочные (суффозионные) и термокарстовые. Карстовые озера все отнесены к типу провальных. Он также указывает, что в известной монографии Хаттчинсона (G. E. Huttchinson, 1957) среди 76 типов озерных котловин имеется 5 типов и 2 подтипа карстовых. Ознакомление с указанной монографией показало, что фактически в группе *озер растворения* приводятся следующие пять типов.

Тип I (43). Озера, возникшие в депрессиях, образованных растворением известняков водой при дренировании карстующихся толщ. Этот тип подразделен на два подтипа: 1а — озера карстовых воронок, представляющих простые округлые депрессии, например оз. Глубокое на полуострове Флорида; 1б — озера котловин, возникших в результате слияния нескольких карстовых воронок, например оз. Мюттен в кантоне Гларус (Швейцария).

Тип II (44). Озера полей или тектоно-карстовые, образованные главным образом выщелачиванием в больших тектонических депрессиях. Пример — оз. Шкодер на Балканах.

Тип III (45). Пещерные озера, возникшие в результате выщелачивания или же отложения натечного кальцита (т. е. гуры).

Тип IV (46). Озера, образованные в результате опускания поверхности или провалов, обусловленных растворением залегающих на глубине солей, главным образом гипса и каменной соли. Пример — Мансфельдские озера в Южной Саксонии (ГДР).

Тип V (47) не имеет отношения к карсту. Это озера, возникшие в результате воздействия кислых вод на отложения, содержащие гидроокислы железа и алюминия, происходившего ранее или имеющего место в настоящее время на береговых равнинах Южной Каролины (США).

Третий тип относится к подземным озерам, которые были рассмотрены в разделе спелеологии в первом томе (гл. XI). Пятый тип не является карстовым. Следовательно в классификации Хаттчинсона имеется только 3 типа и два подтипа карстовых озер.

Мы не рассматриваем данные о карстовых озерах, рассеянные в карстоведческой, геологической и географической литературе. Только часть этих статей будет использована в настоящей главе.

Кроме карстовых будут приведены данные о некоторых других типах озер, характерных для карстовых районов. Это озерные котловины другого генезиса (старичные, ледниковые, антропогенные, каровые и др.), которые в результате преобразования карстовыми процессами, и в частности возникновения на дне их карстовых воронок, превратились в старично-карстовые, антропогенно-карстовые и другие. Иногда исчезающие озера, относимые к карстовым, имеют котловину смешанного происхождения. Особняком стоят, известные главным образом в районах карбонатного карста, озера плитвицкого типа. Это озера, плотины которых сложены выпавшим из речной воды карбонатом кальция. Одно из последних определений трактует лимнологию как науку о водоемах суши с замедленным водообменом (В. В. Богданов, 1967).

Для некоторых ключевых карстовых озер это не вполне справедливо. Однако большая часть карстовых озер действительно отличается замедленным водообменом.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ОЗЕРНЫХ КОТЛОВИН КАРСТОВЫХ РАЙОНОВ

Выше мы рассмотрели некоторые классификации карстовых озер, учитывающие морфологию котловин, условия их питания, гидродинамические зоны, к которым приурочены озера, литологию карстующихся пород.

В областях карбонатного, сульфатного и соляного карста встречаются разнообразные по происхождению озера. В большинстве случаев озерные котловины образуются путем выщелачивания карстующихся пород (скульптурный тип). Реже встречаются плотинные котловины, возникшие путем отложения известкового туфа поперек речных долин (аккумулятивный тип).

В зависимости от характера карстового процесса (вынос материала или аккумуляция) и степени участия его в формировании озерной котловины озера подразделяются на несколько групп:

- I. Карстовые и тектоно-карстовые
- II. Плотинные
- III. Преобразованные карстом и сложные
- IV. Некарстовые с незначительным влиянием карста.

КАРСТОВЫЕ И ТЕКТОНО-КАРСТОВЫЕ ОЗЕРНЫЕ КОТЛОВИНЫ

Котловины карстовых и тектоно-карстовых озер формируются при непосредственном участии поверхностных и подземных карстовых вод. Это карстовые воронки, котловины, депрессии, поля, образовавшиеся путем выщелачивания карстующихся пород с поверхности или на глубине с последующим обрушением сводов подземных полостей, особенно в зонах тектонических нарушений и литологических контактов. При изучении их необходимо учитывать следующие признаки:

- 1. Приуроченность озерной котловины к определенной области движения карстовых вод.
- 2. Степень участия карстовых вод в питании озера.
- 3. Гидродинамические свойства карстовых вод, питающих озеро (ненапорные, напорные).

Условия питания карстовых озер определяются положением их относительно тех или иных элементов бассейнов карстовых вод.

Бассейны карстовых вод, как уже было указано в главе I, характеризуются следующими элементами: областью поглощения, областью стока, областью дренажа или разгрузки карстовых вод. Кроме того, бассейны и склоны карстовых вод были разделены на платформенные, гидрогеологических массивов и складчатых областей.

Таблица 20

Генетическая классификация карстовых и тектоно-карстовых озёр
(по Г. А. Максимовичу и К. А. Горбуновой, 1967)

Области бассейнов (и склонов) карстовых вод	Генетические типы котловин озёр		Гидродинамические зоны	Воды, питающие озеро	Основные литологические типы карста	Осадочный чехол платформ на равнинах		Горные районы складчатых областей	
						Озёра	Режим озёр	Озёра	Режим озёр
Поглощения	Коррозионные	Воронки и котловины	Верхняя часть зоны вертикальной нисходящей циркуляции	Поверхностные	Карбонатный, гипсовый, соляной	Кольматационные	Бессточные, эпизодически исчезающие	Высокогорные кольматационные	Бессточные, часто временные, возникающие только после таяния снега
Подземного стока	Провальные	Воронки и котловины	Горизонтальной ненапорной и напорной циркуляции	Карстовые ненапорные, реже напорные; грунтовые; в меньшей степени — поверхностные	Карбонатный, гипсовый, соляной	Провальные	Бессточные, реже сточные	Озёра полей	Бессточные и сточные постоянные и появляющиеся периодически
	Тектоно-карстовые	Поля							
Разгрузки (дренажа)	Коррозионные и провальные	Воронки восходящих карстовых источников	Вертикальной восходящей и сифонной циркуляции	Карстовые напорные восходящие	Карбонатный, гипсовый, реже соляной	Ключевые, часто в долинах	Сточные	Долинные и предгорные ключевые озёра	Постоянный сток

В соответствии с этим карстовые озера могут быть подразделены на приуроченные к областям поглощения, подземного стока и разгрузки карстовых вод.

Предлагаемая классификация карстовых и тектоно-карстовых озер приведена в таблице 20.

Карстовые озера зоны вертикальной нисходящей циркуляции карстовых вод (область поглощения)

Котловины этих озер располагаются в зоне нисходящей циркуляции и эпизодического стока карстовых вод (рис. 43). Это обычно коррозионные или коррозионно-эрозионные воронки и котловины, приуроченные к водоразделам, склонам, высоким эрозионным террасам. Днища их находятся значительно выше уровня карстовых вод и являются как бы *подвешенными* по отношению к последним.

Основным условием возникновения озера является кольматация поноров и трещин на дне воронки или котловины глиной, а также другим водонепроницаемым материалом. В условиях влажного умеренного климата весной такая котловина заполняется талыми водами и появляется озеро (рис. 43, 1 а).

Подвешенные озера имеют преимущественно атмосферное питание (талыми, дождевыми водами). В некоторых случаях в питании их принимают участие неглубоко залегающие грунтовые воды. Режим уровней, газового и химического состава воды определяется ходом метеорологических элементов в течение года. Максимальные уровни наблюдаются весной и в начале лета, минимальные — в сухие летние периоды и в конце зимы. Небольшие озера в засушливые годы летом могут полностью пересыхать.

Разновидностью подвешенных являются периодически исчезающие озера. Исчезновение озер вызывается фильтрацией воды через донные отложения или уходом ее в поноры, заполнитель которых вынесен суффозией.

В *Пермской области* в окрестностях д. Бобки есть небольшие озера, котловины которых весной переполняются водой. К концу лета уровень озер постепенно понижается, что объясняется не только испарением, но и медленной фильтрацией воды через донные отложения. Полное исчезновение воды, вызванное выносом водонепроницаемого материала из поноров закольматированных воронок, наблюдалось в озерных котловинах, расположенных в окрестностях г. Кунгура, в деревнях Залесная и Бобки, между деревнями Загоскино и Косогор. Местное население, использующее озерную воду для хозяйственных и питьевых нужд, способствует

восстановлению озер, забрасывая поноры различным материалом и застилая рогожами. Некоторые подвешенные озера поглощают поверхностный сток, в частности реки (рис. 43, 1 б).

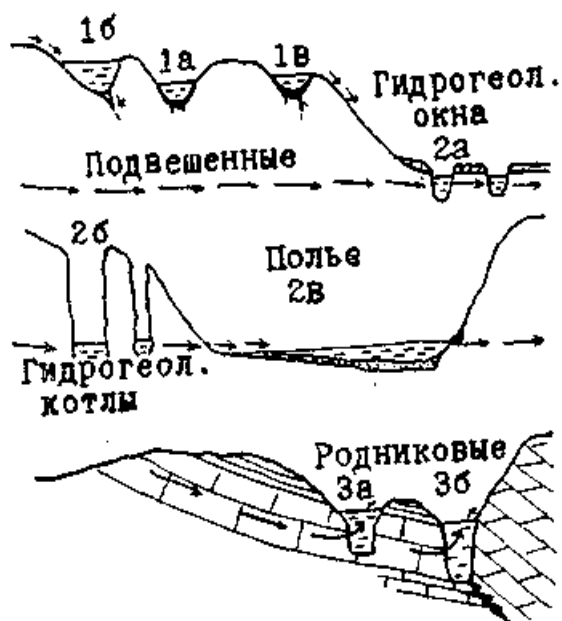


Рис. 43. Типы карстовых озерных котловин по К. А. Горбуновой (1968) Подвешенные: 1 а — бессточные, 1 б — с поверхностными притоками, некоторые с эпизодическим реже постоянным подземным стоком в поглощающие поноры; 1 в — с перемежающимся поверхностным стоком. Вскрывающие водоносные горизонты: 2 а — гидрогеологические окна в долинах рек, 2 б — гидрогеологические котловины на возвышенных участках, 2 в — поля. Расширенные устья восходящих карстовых источников: 3 а — питающихся напорными пластовыми водами, 3 б — приконтактные и в зонах тектонических нарушений.

Карстовые озера зоны нисходящей циркуляции карстовых вод встречаются как на равнинах так и в *горных странах*. На известняковом массиве Арабика (Западный Кавказ) в закольматированных карстовых воронках при таянии снега образуются временные карстовые озера. Одно из них оз. Голубое по Т. З. Кикнадзе (1966) залегает в асимметричной продолговатой воронке и имеет глубину до 18 м (рис. 44).

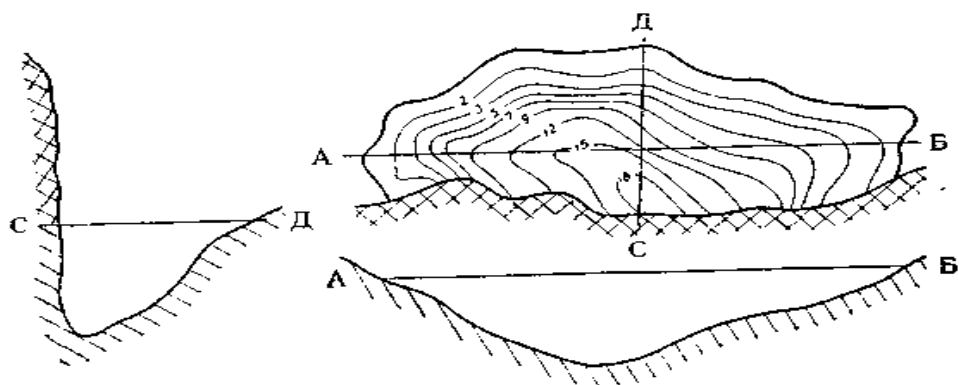


Рис. 44 Оз. Голубое на Арабике (Кавказ) по Т. З. Кикнадзе (1966)

Авторы в августе 1948 г. наблюдали на плато Мамздышка, представляющем более низкую ступень плато Арабика, примерно на высоте 2000 м карстовое озеро диаметром 43,2 м с мягкой мутной водой. По берегам его выходят известняки. Озеро находится в

районе летнего лагеря пастухов и вода его используется для водопоя скота.

На юго-западе *Кавказского* государственного заповедника на восточном склоне горы Ачишхо в августе 1948 г. группа студентов-геоморфологов Пермского университета описала шесть карстовых озер. Приводим эти данные по А. Н. Гусевой.

Озеро 1 находится на вершине горы Ачишхо недалеко от метеостанции. Длина его 66 м, ширина 39,6 м. Озеро сильно заросло водолубом, два незаросших окна воды имеют диаметр 2—5 м. Вода мутноватая. По берегам озера выходят известняки.

Озеро 2 диаметром 50,1 м и глубиной 2 м расположено в седловине на расстоянии 33 м от первого по азимуту 95°. Высокие (до 20 м), крутые (25°—30°) берега его закарстованы и покрыты рододендроном. Из водной растительности преобладают водолуб и осока. Вода в озере чистая. Питается это озеро, как и остальные, атмосферными осадками.

Озеро 3 диаметром 22 м расположено на расстоянии 20 м от предыдущего по азимуту 45°. Берега его пологие. Озеро заросло водной растительностью, но в середине есть окно свободной воды. Видимо, одно из этих трех озер, вероятнее всего второе, изображено на фотографии метеостанции на горе Ачишхо в книге Б. Цхомария (1961).

На северо-восточном склоне горы Ачишхо находится озеро 4 округлой формы диаметром 34 м и глубиной всего 0,2 м. Северный берег имеет угол наклона 15—20° и поднимается на 3—4 м над урезом воды. Противоположный берег пологий. Дно озера плоское, заиленное. Вода мутная, причем верхний слой ее теплый, а нижний холодный. На южном и юго-западном берегах имеются глыбы известняка.

Озеро 5 на восточном склоне горы Ачишхо диаметром 50 м поросло осокой, среди которой видны окна воды. Крутизна берегов 15—40°, высота над урезом воды до 7 м. На склонах растут лиственные деревья и папоротник, местами поднимаются глыбы известняка.

Озеро 6 расположено также на восточном склоне Ачишхо на 50 м ниже озера 5. Оно все заросло осокой. Склоны асимметричны и прорезаны ложбинами. По берегам выходят известняки.

На *Зеравшанском хребте* в центре плато Кырктау находится котловина длиной 1 км и шириной 300—350 м. М. А. Абдужабаров (1966) считает, что это небольшое поле, которое он назвал Озерным. В восточной части поля находится оз. Сарыктал лопастной формы. Длина его 60—70 м, ширина 20—25 м, глубина 5—6 м. Котловина озера обычно заполнена водой с апреля по сентябрь. В отдельные обильные осадками годы озеро существует весь год, но уровень воды в нем сильно понижается. Весной из озера наблюдается сток по долине, дно которой покрыто слабо окатанным галечником (рис. 43, 1 в). Долина тянется к крупным водопоглощающим карстовым воронкам.

В Пермской области подвешенные карстовые озера преобладают среди других типов. Они имеют ультрапресную воду с минерализацией до 200 мг/л. Таковы озера Чусовской стрелки Камского водохранилища, междуречья Шаквы и Сылвы, а также других районов (К. А. Горбунова, 1964; Р. В. Яценко, 1961, 1963).

D. Petrovic, D. Gavrilovic (1960) описывают небольшое озеро в котловине, дно которой покрыто глиной, расположенное ю.-з. Белграда у Сремчицы на высоте 182 м над у. м. и 47 м над руслом

р. Реки (рис. 45, 46). Длина его 190 м, ширина 110 м, средняя глубина 0,8 м. Вследствие испарения уровень воды колеблется до 0,5 м. Днища соседних котловин в Провалище, расположенные на 18 м ниже озера, сухие. Это подтверждает вывод об атмосферном питании озера. Вода источника Чеслица на южном склоне котловины не достигает озера, поглощаясь в мощных наносах. Карстовые источники вытекают значительно ниже по левобережью р. Реки.

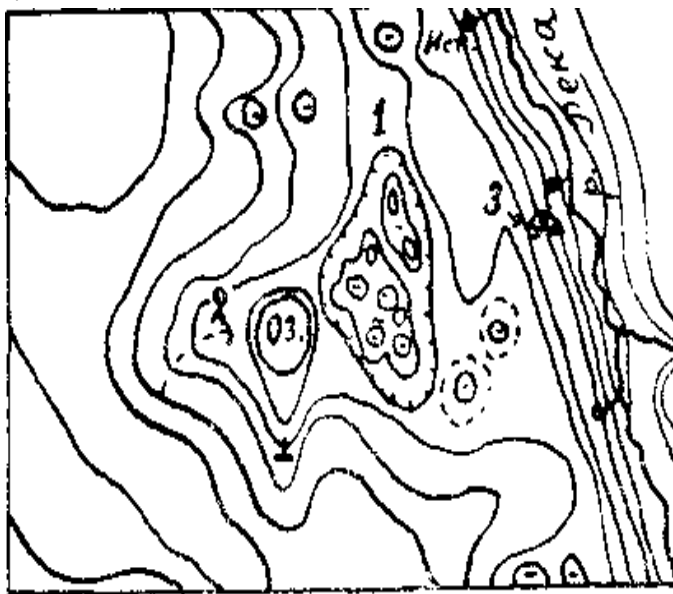


Рис. 45. План озера у Сремчицы и его окрестностей в Югославии по Д. Петровичу и Д. Гавриловичу (1960): 1 — котловина Провалище, 2 — слепая долина, 3 — пещера

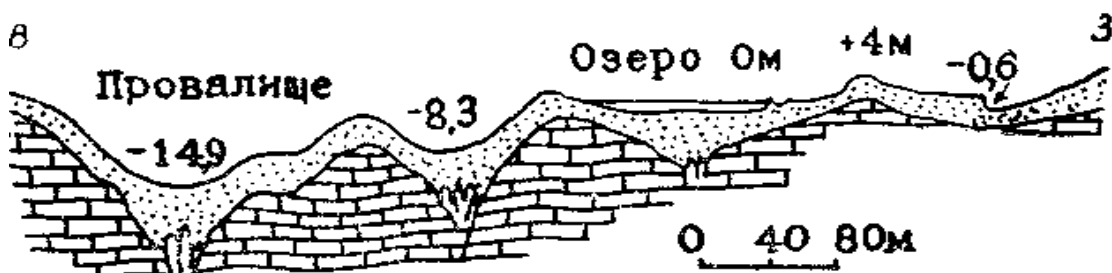


Рис. 46. Поперечный профиль озера и котловины Провалище у Сремчицы по Д. Петровичу и Д. Гавриловичу (1960)

Карстовые озера зоны горизонтальной циркуляции карстовых вод (область подземного стока)

Котловины озера данной группы представляют воронки, котловины, депрессии и поля, днища которых расположены несколько ниже максимального уровня подземных карстовых вод. Это своего рода гидрогеологические окна, вскрывающие горизонт карстовых вод. Они являются подземнопроточными, иногда имеют поверхностный сток или относятся к поверхностнопроточным. В питании их

большую роль играют подземные воды, значение которых возрастает при уменьшении размеров озерной котловины.

К. А. Горбунова (1968) подразделяет их на три основных типа (рис. 43, 2 а, б, в): 2 а — гидрогеологические окна, представляющие воронки и котловины, часто провальные, в условиях неглубокого залегания подземных вод; 2 б — гидрогеологические котлы или глубокие котловины с отвесными склонами в условиях глубокого залегания подземных (карстовых) вод; 2 в — поля.

Гидрогеологические окна, или озера в воронках и котловинах различного генезиса, вскрывающие подземные воды, обычно образуются на низких аккумулятивных террасах рек. Они питаются преимущественно карстовыми и грунтовыми водами, имея менее выраженную зависимость колебаний уровней от атмосферных осадков по сравнению с подвешенными озерами. Химический состав их вод определяется составом подземных вод или смешением последних с атмосферными осадками.

Типичные озера-окна расположены в окрестностях с. Усть-Кишерт в Пермской области на первой террасе р. Кишертки (К. А. Горбунова, 1962). На дне небольшого озера (6,5—7,2 м), глубина которого в средней части 6,6 м, обнаружен канал глубиной 22 м. Остальные три озера округлой или овальной формы с поперечником 16—25 м имеют глубину до 7 м. Озера обладают повышенной минерализацией воды (552—857 мг/л) гидрокарбонатно-сульфатного состава. А. О. Таусон (1954) на примере Кишертских озер показала влияние минерализации воды и стадии развития озера на его фауну и флору.

Озера с преимущественно подземным питанием известны в Полесско-Волынской карстовой области. В бассейне р. Веселухи с. Дзеры расположено вокруг почти квадратного озера со стороной квадрата около 250 м с чистой прозрачной водой. Озеро глубиной 32 м отличается постоянством уровня и питается водами мелового карста (Г. А. Максимович, 1964).

Гидрогеологические котлы имеют глубокие котловины с крутыми, часто отвесными склонами и располагаются на склонах полей или на водоразделах.

К данному типу относятся Имотские озера в Югославии (Н. Riter-Studnicka, 1955). Вблизи г. Имотска на склоне поля расположено оз. Голубое в котловине, имеющей вид огромного трубообразного канала, частично заполненного водой. Дно ее поднимается на 255 м выше уровня моря. Площадь озера около 0,24 км². Во время дождливых периодов уровень воды достигает 90 м, а в сухое время озеро высыхает. Название озера происходит от голубого цвета воды.

Впадина оз. Црвено (Красное) расположено в 1,5 км ю.-з. от Имотска. Озеро приурочено к большой карстовой котловине глубиной до 518,8 м, дно которой находится на высоте 4,1 м над уровнем моря. Диаметр впадины в верхней части около 400 м. Основываясь на воронкообразной форме карстовой котловины с крутыми почти обрывистыми склонами, J. Roglić (1965) считает, что она возникла в

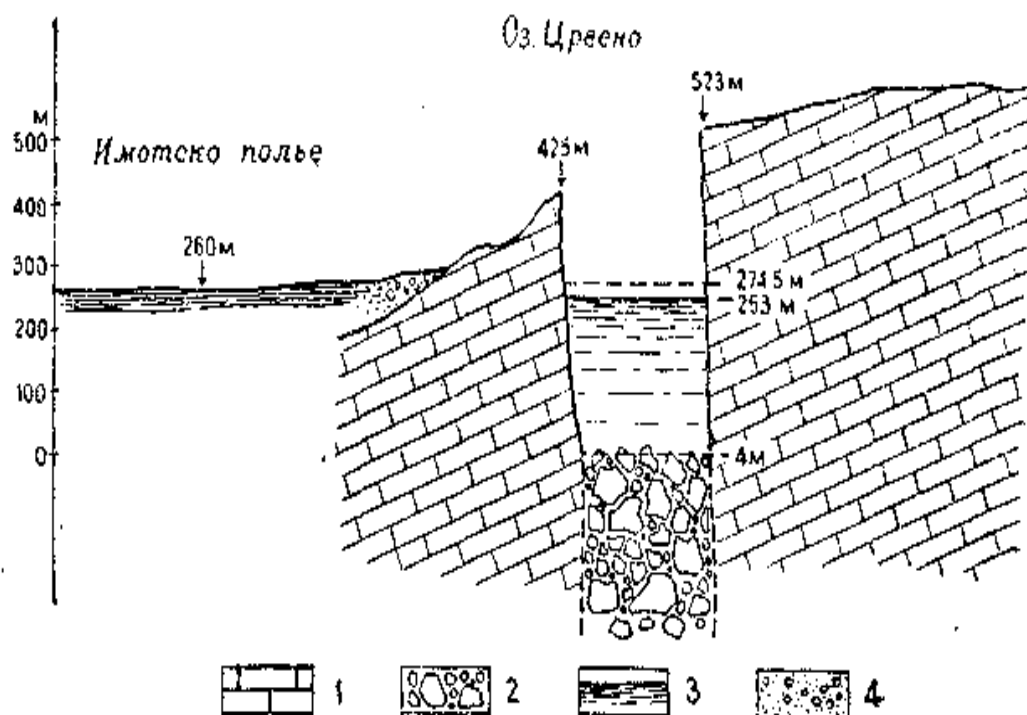


Рис. 47. Схематический профиль через оз. Црвено (Красное) в Югославии по И. Рогличу (1965): 1 — известняк (углы падения показаны условно), 2 — обвальные отложения, 3 — плейстоценовые и голоценовые отложения, 4 — гравий. Вертикальный масштаб в два раза больше горизонтального

результате провала. Уровень воды в озере колеблется между отметками 253 и 274,5 м, имея амплитуду 21,5 м (рис. 47). Глубина озера при этом составляет соответственно 248,9 м и 270,4 м. По другим



Рис. 48. Закарстованные склоны оз. Голубого в Югославии. Фото К. А. Горбуновой

данным (Guide-Book, 1965), глубина его колеблется от 300 м зимой до 260 м летом. Озеро получило свое название от красного цвета обрамляющих его отвесных склонов (рис. 48).

Таблица 21

Распределение полей Боснии и Герцеговины по высоте
(по Д. С. Соколову, 1962, заимствовавшему у О. Леманна, 1932)

Дно полей	Отметки, м						Всего	
	До 300		301—800		801—1250			
	Общая площадь полей, км ²	Число полей	Общая площадь полей, км ²	Число полей	Общая площадь полей, км ²	Число полей	Общая площадь полей, км ²	Число полей
Сухое ¹	8,8	4	78,5	10	528,1	18	615,4	32
Периодически затопляемое	298,9	8	449,4	5	208,9	4	957,1	17
В том числе озерное	152,8		348,15		67,26		568,21	
Всего	307,7	12	527,9	15	737,0	22	1572,5	49

¹ К „сухим“ отнесены и поля, затопляемые всего на несколько дней или с очень небольшой площадью затопления.

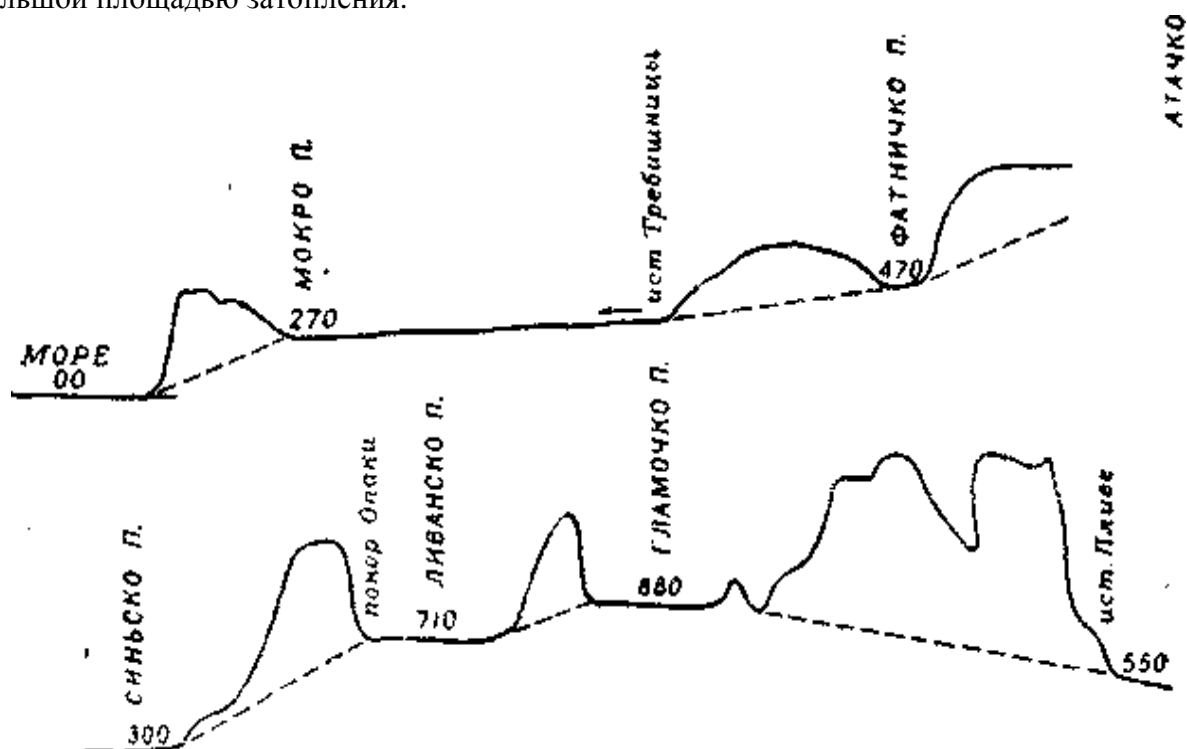


Рис. 49. Профили полей Боснии и Герцеговины в Югославии с указанием стока карстовых вод по Б. Петровичу и Б. Прелевичу (1965)

Озера полей, расположенные в обширных тектоно-карстовых понижениях, бывают как периодически возникающими, так и постоянными. Примером являются озера в полях Югославии. Из 49 полей Боснии и Герцеговины 32 являются сухими, 17 представляют постоянные и периодически появляющиеся озера. По данным Ф. Галифа, относящимся еще к концу прошлого столетия, Д. С. Соколов (1962), ссылаясь на О. Леманна, приводит таблицу 21.

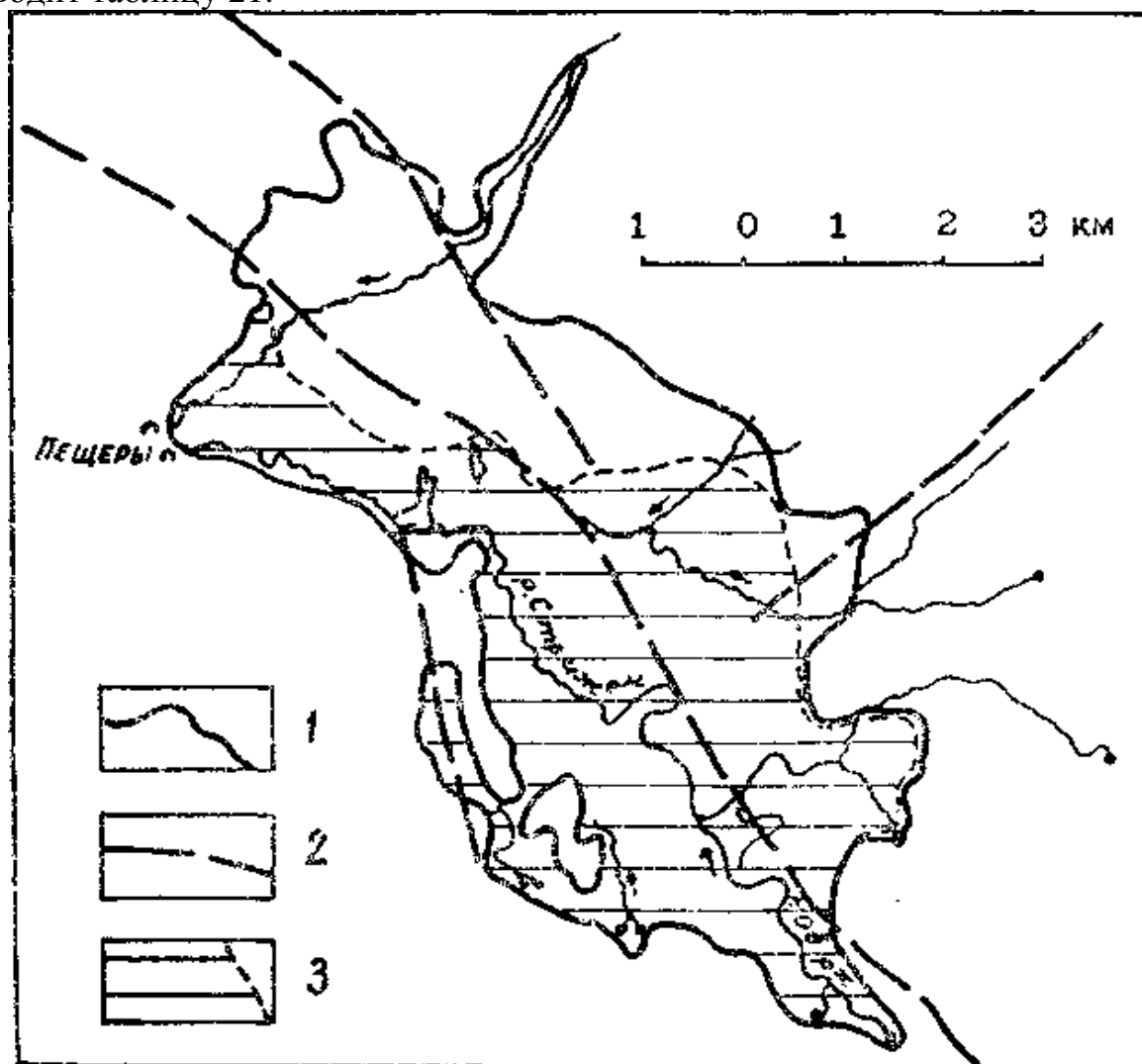


Рис. 50. Озерное поле Церкнишко в Югославии (Д. Новак, 1965): 1 — контуры дна поля, 2 — тектонические нарушения, 3 — затопляемая часть поля

Озерам полей посвящена монография А. Gavazzi (1904) «Озера карста». Здесь приведена подробная характеристика исчезающего озера Церкнишка и публикуются карты его в 1689, 1758 и 1899 гг.

Поля Югославии располагаются на различных абсолютных высотах. На рис. 49 показаны пути стока карстовых вод в полях Боснии и Герцеговины (В. Petrovic, В. Prelevic, 1965). Поля Гатачко, Невесиньско, Дабарско, Фатничко и Попово в восточной Герцеговине

затопляются на длительный период. Ливанско поле и Бушко Блато в западной Боснии также на длительное время заливаются водой. Источники, дающие начало рекам, располагаются у верхних северо-восточных склонов полей, а поноры, поглощающие воду, главным образом у юго-западных нижерасположенных окраин.

Наибольшей известностью пользуется оз. Церкнишко в Словении. Церкнишко поле, имеющее длину 9 км, ширину 2—3 км, находится на высоте около 550 м над у. м. Оно вытянуто с с.-з. на ю.-в. в динарском направлении (рис. 50) Дно поля, покрытое четвертичными отложениями, слабо наклонено с ю.-в. на с.-з. Высокие склоны

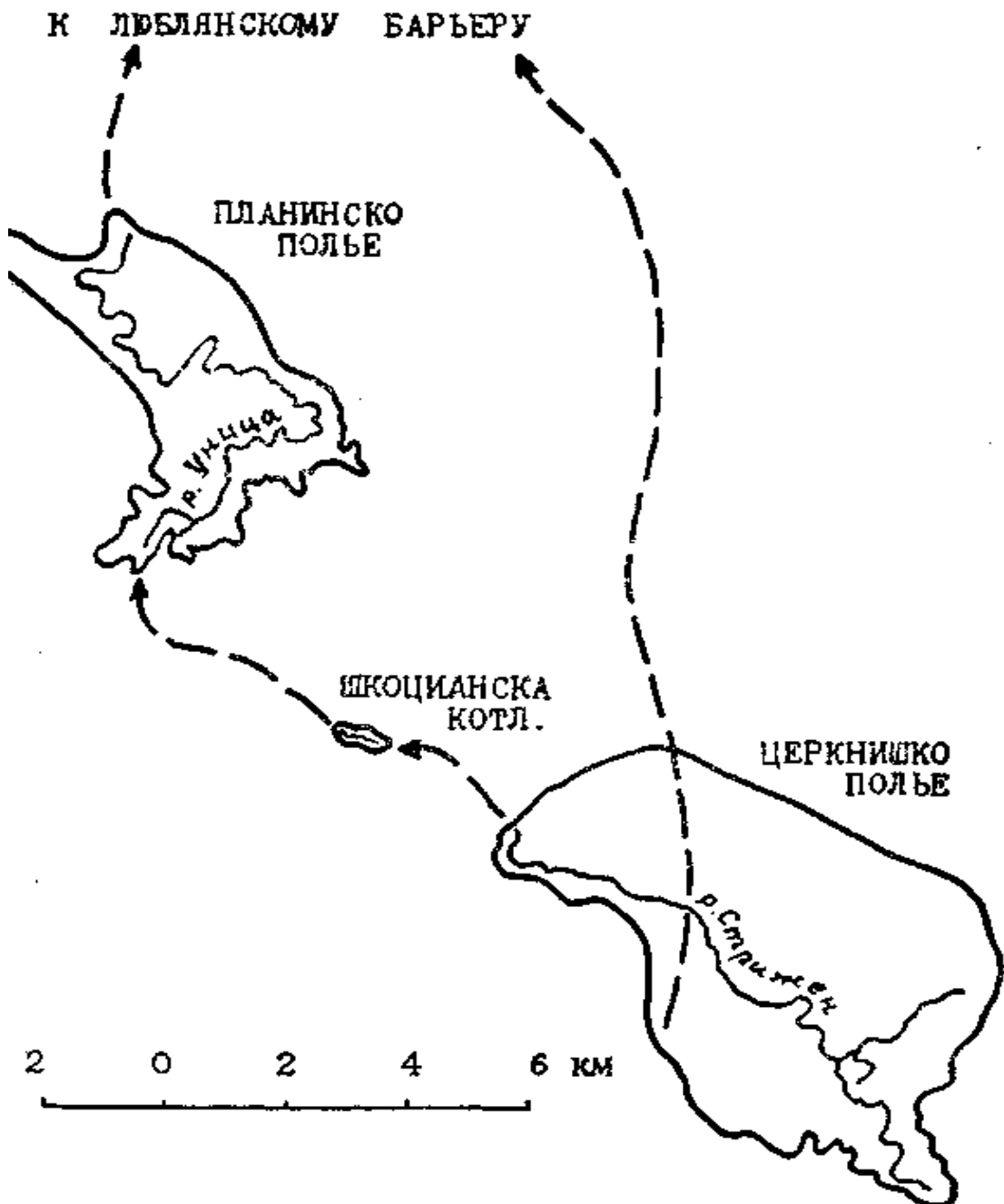


Рис. 51. Схема подземного стока карстовых вод из полей Церкнишко и Планинско в Югославии по Ф. Йенко (1959)

его сложены мезозойскими известняками и доломитами, осложненными системой сбросов (М. Breznik, 1962; D. Novak, 1965). Основная масса воды поступает в полье у ю.-в. края. Здесь вытекает мощный воклюз Обрх, представляющий выход карстовых вод, притекающих подземным путем из Лошка поля. В полье стекают также небольшие реки Липсенишчица, Жировница и Церкнишчица. В средней части расположены поноры Поникве, Ретје, Водонос и Решето. Высокие воды поглощаются также в пещерах Большая и Малая Карловица и Свинская Яма на северо-западном склоне. Для поля характерна бифуркация карстовых потоков, залегающих на глубине до 30 м ниже дна. Основная часть воды подземным путем стекает прямо к Люблянскому барьеру, другая часть — в сторону Планинского поля (рис. 51). По F. Jenko (1959) полье бывает покрыто водой до восьми с половиной месяцев в году.

Планинско полье имеет длину 4,6 км, ширину до 2,5 км. Дно его покрыто слоем глины мощностью от 2 до 5 м. Западный край и дно сложены триасовыми доломитами, а восточный и северный склоны — меловыми известняками. В нем разгружаются карстовые воды, притекающие из бассейна Пивки и оз. Церкнишка. Основная масса воды поступает с ю.-з. стороны, где из Планинской пещеры вытекает р. Уница. Поглощающие поноры располагаются вдоль всего северо-восточного края. Полье периодически заливается водой. В сентябре 1965 г. К. А. Горбунова наблюдала в Планинском полье затопленные деревья и дороги.

Озера зон вертикальной восходящей и сифонной циркуляции (область разгрузки)

Озера, питающиеся напорными карстовыми водами и дающие начало родникам, называются родниковыми, или ключевыми. Котловины их представляют расширенные в верхней части коррозией и эрозией широкие и часто глубокие устья каналов восходящих карстовых источников. В немецкой литературе их называют квельтопф (ключевой горшок). Возникают они в карбонатных, реже гипсово-соляных и соляных, отложениях в зонах вертикальной восходящей и сифонной циркуляции карстовых вод, а иногда, по-видимому, и артезианских пластовых вод. Родниковые озера характерны для зон разгрузки карстовых вод как равнинных, так и горных районов. В горах встречаются долинные и предгорные родниковые озера.

Карбонатный карст. Наиболее глубоким ключевым озером в СССР и вторым в Мире является Церик-Кёль на Северном Кавказе, обладающее площадью 26 130 м². Оно представляет водоносную карстовую шахту с отвесными стенками из валанжинских известняков глубиной 258 м. Восходящие воды расширили устье шахты и на поверхности озеро имеет наибольшую длину 235 и ширину 120—130 м. Образовано озеро водами зоны вертикальной восходящей циркуляции. Площадь мелководной части озера 14 705 м², а площадь

шахты $11\,425\text{ м}^2$. Шахта в плане имеет эллиптическое сечение с размерами длинной оси около 150 м , а короткой — 85 м . Минимальная глубина шахты 179 м , а максимальная, замеренная в южной части, 258 м (рис. 52). Хотя озеро находится в известняках Скалистого хребта, но, по-видимому, связано и с подстилающими гипсами титона (рис. 53).

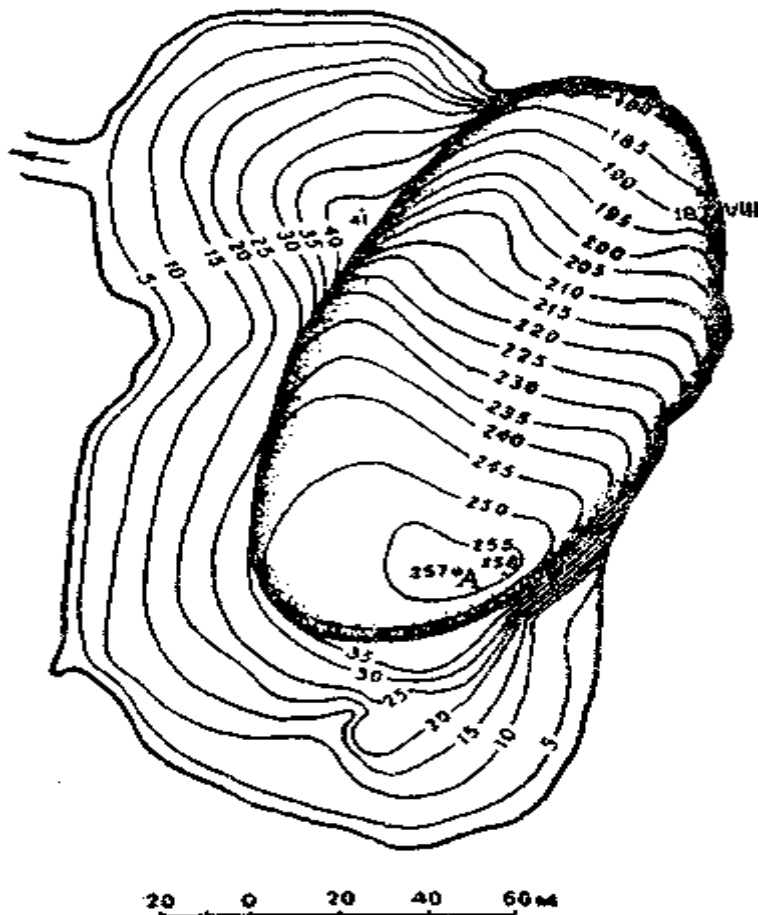


Рис. 52. План ключевого оз. Церик-Кёль в изобатах на Кавказе по И. Г. Кузнецову (1928)

Оз. Церик-Кёль не имеет притоков, но является сточным. Из него вытекает речка с расходом $67\,800\text{ м}^3/\text{сутки}$, или $0,8\text{ м}^3/\text{сек}$ (т. I, стр. 400, 389). Температура воды речки равная $9,3^\circ$, отличается большим постоянством и значительно выше среднегодовой температуры воздуха.

Вода в озере поразительно прозрачная, голубовато-зеленая со слабым запахом сероводорода и сухим остатком $1,248\text{ г/л}$. Русские называли озеро по его цвету Голубым, а местное население — по запаху Церик-Кёль (Вонючее озеро). По подсчетам И. Г. Кузнецова (1928), речка выносит из озера ежедневно в переводе на плотный известняк $35\text{—}50\text{ м}^3$ породы. Судя по значительному сухому остатку, химическому анализу, запаху сероводорода, карстовые воды выносят больше всего гипса, а затем карбоната магния.

На Кавказе оз. Голубое в долине р. Бзыби имеет поперечник около 20 м . Глубина же его, по разным данным, 22 и более м . На

месте экскурсоводы указывают цифры от 50 до 75 и более м. Это типичный ключевой горшок, из которого вытекает родник с расходом в несколько $\text{м}^3/\text{сек}$. Изучивший причину окраски озера В. В. Шарапов (1952) связывает ее с большим дебитом карстового родника



Рис. 53. Оз. Церик-Кёль, или Голубое. Фото К. А. Горбуновой

при сравнительно малом объеме озера. Мало минерализованная карстовая вода быстро сменяется и обладает оптическими свойствами, близкими к чистой воде с характерным для нее насыщенно-синим цветом.

В Башкирии Красный Ключ в долине р. Уфы выходит в двух соединяющихся озерах. Большое озеро имеет поперечник до 140—170 м при глубине 38 м. Глубина Малого — 20 м. В более глубоком озере со дна поднимаются карстовые воды. Среднегодовой расход родника 12—15 $\text{м}^3/\text{сек}$ при сезонных колебаниях зимой 2—6 и весной 30—52 $\text{м}^3/\text{сек}$ (А. Г. Лыкошин, Д. С. Соколов, 1957). Котловина ключевого горшка Сукурай по И. К. Кудряшovu имеет диаметр 28 м при глубине 11,6 м. Ключевым является и оз. Сарвинское, которое по В. А. Варсанофьевой (1916) имеет длину около 10 м, ширину около 6,5 м и глубину, по опросным данным, 36 м.

Большой известностью пользуется ключевое оз. Блаутопф (Голубой Горшок) в Швабской Юре (ФРГ). Эта природная шахта имеет глубину 22 м при верхнем диаметре 34 м. Дебит восходящего источника 20—25 $\text{м}^3/\text{сек}$ (Н. Riedl, 1956). В южной части Швабской Юры

находится и другое родниковое оз. Хегауского Ааха с площадью акватории около 2000 м^2 , глубиной 12 м и расходом не менее $7 \text{ м}^3/\text{сек}$ (И. С. Щукин, 1964). Оз. Бездонное круглой формы до 20 м в поперечнике и до 10 м глубиной известно в долине р. Хельбы у Киндельбрюка в Тюрингенском бассейне (ГДР). Из него вытекает источник с расходом до 100 л/сек . Температура воды $8\text{—}10^\circ$, а жесткость $40\text{—}60^\circ$ (А. В. Ступишин, 1967).

В Восточной Сербии находится оз. Жагубица диаметром 25—28 м, глубиной 22 м. Вода в нем фонтанирует (И. Макович, 1962).

В Болгарии в Предбалканах среди титонских верхнеюрских известняков два родниковых озера Глава Панега или Златна Панега являются истоком р. Панега, притока Искыра. Одно из них — оз. Горно, овальной формы, имеет длину 73 м, ширину 22 м, наибольшую глубину 16 м, среднюю глубину 12 м. На глубине 12 м из карстового канала выбивает мощный источник. Северная мелкая часть озера поросла тростником и водяными лилиями, южная глубокая часть окружена отвесными скалами известняка. Максимальная глубина второго озера Долно — 7 м. Озера разделены порогом из плотного известняка, имеющего среднюю высоту 10 м. Из оз. Горно через карстовый канал вода перетекает в оз. Долно.

Расход речки, вытекающей из оз. Долно, по разным данным составляет $1,5\text{—}5,0$, $1,4\text{—}3,0 \text{ м}^3/\text{сек}$, а по Н. Бояджиеву — 150,58 млн. м^3 в год. Озера Златна Панега питаются как атмосферными осадками, так и р. Вит, поглощаемой понорами. Река Вит течет восточнее Златна Панега. На протяжении 10 км в половодье она теряет часть своих вод в известняки. Летом и осенью от бурной горной реки на закарстованном участке остается лишь сухое, покрытое галькой русло, шириной до 100 м. Запуском 7 т соли в р. Вит было подтверждено питание озер речной водой. Соленая вода появилась, через 13 суток. Скорость движения карстовых вод составила около 1 км в сутки ($38,5 \text{ м/час}$). В Болгарии ключевые озера Златна Панега по водообилию являются вторыми после Девненской группы карстовых ключей (Златна Панега, 1953; И. Ковачев, 1959).

Меловой карст. Ключевые озера, питающиеся водами мергельно-мелового водоносного горизонта, известны в Полесско-Волынской области мелового карста. На сравнительно небольшом участке в бассейне р. Стыри насчитывается 9 озер. Наибольшее из них находится у с. Оконск. Это ключевое озеро имеет ширину до 20 м и глубину 15 м, с почти отвесными стенками, в одной из которых расположено боковое углубление (вроде пещеры) с трещиной, уходящей косо вниз, из которой вырывается вверх отлично видимая могучая струя. Сток карстовых вод из озера равен почти $7,3 \text{ м}^3/\text{мин}$, причем дебит и температура 9° почти не изменяются в течение года. Остальные ключевые озера отличаются от Оконского только дебитом.

Ключевое оз. Стубло в д. Зульня образовалось в результате провала. Оно отличается водой хорошего качества, обладающей постоянной

низкой температурой. На дне озера бьет сильный ключ (Г. А. Максимович, 1964).

Гипсовый и гипсово-соляной карст. Родниковые озера известны в Бирском карстовом районе (Башкирия), где карстуются гипсы и ангидриты кунгурского яруса нижней перми. На поймах рек Белой и Бири вытекают восходящие источники. Наиболее известно незамерзающее озеро в районе г. Бирска, из которого течет ручей с расходом 175 л/сек (К. И. Маков, 1946).

В южном Приангарье оз. Провалище имеет котловину глубиной 35,5 м. Поперечник ее в нижней части составляет 5×9 м, в верхней — расширяется до 27 м. Сток из озера сульфатно-кальциевой воды с минерализацией 3,9—4,2 г/л достигает 100—120 л/сек (Г. П. Вологодский, 1965). В Пермской области на дне Дурнятской карстовой депрессии расположены сточные озера Черное, Роголек, Каменка, питающиеся сульфатными карстовыми водами. В этой же группе находится проточное оз. Белое, на дне которого разгружаются соленые хлоридные воды.

Своеобразное родниковое озеро площадью 0,5 га в районе гипсово-соляного карста окрестностей оз. Баскунчак (Прикаспийская низменность) описал Г. В. Короткевич (1958). Источник Горький Ерик вытекает из карстового озера. Дебит трещинно-карстовых вод по наблюдениям за период с 1949 по 1952 гг. колебался от 9,3 до 41,5 л/сек. В июне 1952 г. он возрос до 1893 л/сек (табл. 22). Затем в течение 10 месяцев дебит постепенно снижался до 100 л/сек.

Таблица 22

Расходы озера — источника Горький Ерик, л/сек

Дата	1902, июль	1928, июнь	1949, март	1952							
				20/II	23/II	27/IV	17/V	5/VI	12/VI	23/VII	12/VIII
Расход	19,6	25,4	41,1	9,3	83,5	455	377	1893	1500	1440	1203

Минерализация воды до 1952 г. изменялась в зависимости от дебита в пределах 50—60 г/л. В июне 1952 г. она уменьшилась всего лишь в два раза. В период максимального дебита источник приносил в оз. Баскунчак 170 т соли, главным образом хлористого натрия, в течение одного часа. Резкое возрастание дебита Горького Ерика не связано с климатическими факторами. Вероятно, причиной его явилось расширение подземной области питания источника путем включения в систему дренирования новых полостей. По мере сработки статических запасов дебит источника уменьшался, пока не достиг величины, соответствующей динамическим запасам новой, расширенной зоны своего питания.

ПЛОТИННЫЕ ОЗЕРНЫЕ КОТЛОВИНЫ

К аккумулятивным озерным котловинам карстовых районов относятся плотинные озера *плитвицкого типа*. Реки, текущие среди известняков и доломитов, питаются карстовыми водами, насыщенными карбонатом кальция. В реке вода нагревается, содержание CO_2 в ней уменьшается и часть карбонатов при участии микроорганизмов и растительности выпадает из воды в виде туфов. У берегов и на дне реки отлагаются известковые туфовые плотины. На участке реки появляется каскад плотинных озер, подобных гурам (том I, стр. 229), но только более значительных размеров (рис. 54). Наиболее известен каскад Плитвицких озер в Югославии.



Рис. 54. Каскады малых Плитвицких озер. Фото К. А. Горбуновой

На р. Коране, протекающей в каньоне среди мезозойских известняков и доломитов, можно наблюдать сотни водопадов и каскадов, низвергающихся с 16 кальцитовых плотин. Вода исключительно красивого цвета многочисленными водопадами переливается из верхних озер в нижележащие (рис. 55). Плитвицкие озера относятся к самым замечательным природным явлениям Европы. Озера делятся на две группы: верхнюю и нижнюю (S. Bozicevic, 1965).

В группе верхних озер можно отметить оз. Прошчанско на высоте 636 м над у. м., имеющее площадь 68 га и глубину 38 м, оз. Цигиновац (625 м над у. м., 7,5 га, глубина 14 м), оз. Округляк (613 м

над у. м., 4 га, глубина 10,5 м) с 32-метровыми водопадами. Остальные озера верхней группы характеризуются следующими морфометрическими данными.

Название озера	Высота над уровнем моря, м	Площадь, га	Глубина, м
Батиновац	610	1,5	5,5
Вир	608	1,7	8
Малое	605	0,6	5
Большое	598	12,5	24
Галовац	584	12,5	24
Милино	573	0,14	4,5
Градинско	553	5,0	10
Бургети	535	15,0	46
Козьяк	535	82	46



Рис. 55. Продольный профиль Плитвицких озер в Югославии по З. Павлетичу (1966)

Оз. Козьяк является самым большим из плитвицких озер. Оно вытянуто на 2,5 км.

Нижняя группа озер имеет следующие размеры.

Название озера	Высота над уровнем моря, м	Площадь, га	Глубина, м
Милановац	532	2,5	18
Гавановац	515	0,7	10
Калудеровац	505	2	10
Новаковича Брод	502	0,4	4,5

Разница высот между верхним и нижним озерами 134 м на расстоянии 8,3 км. Ниже последнего озера на высоте 478 м находится красивейший водопад Заставци, низвергающийся с высоты 67 м.

Туфовые плотины с озерами имеются в бассейне р. Крки, впадающей в Адриатическое море (I. Vaučić, 1965). Плотина Билушич-Бука в 10 км ниже Книна имеет высоту 20 м. Рожки Слап

представляет плотину общей высотой 25,5 м. Вода падает малыми каскадами. Скрадинский Бук имеет 17 ступеней общей высотой 45,7 м. I. Bralic (1966) указывает, что вследствие забора воды на гидростанцию Яруга в районе Скрадинского Бука не льется ни капли воды.

В США озерам плитвицкого типа посвящена специальная книга. В горах Арбукль (юг центральной части штата Оклахома) в районе плато Гаррисон там, где развиты ордовик-кембрийские известняки арбукль, на стекающих с гор постоянных потоках Ейт Маль, Фоллс и Хоней, а также на многочисленных периодических речках, имеющих поверхностное течение только три месяца в году, наблюдаются травертиновые плотины. Серия узких плотин имеет высоту 3,65—6,1 м на Фоллс Крик и 16,7 м у плотины Тернер Фоллс на Хоней Крик. Травертины плотин возникли в три периода.

Травертины первого периода можно наблюдать на Хоней Крик, где они представлены плотинами Тернер Фоллс; в верхней части одного из ее притоков и в верхней части долины Фоллс Крик. Небольшие плотинки имеются также в верхней части Оуен Крик в 0,8 км южнее Фоллс Крик. Плотины Тернер Фоллс находятся на Хоней Крик, которая впадает в р. Вичита. Истоки этой реки представляют три мощных карстовых родника, вытекающих из известняков арбукль. В нее впадает множество периодически действующих ручьев. На протяжении 60 м оба берега Хоней Крик сложены травертинами, а плотины были разрушены эрозией. В нижнем течении р. Фоллс Крик верхняя плотина Прайс Фолл на ордовикских известняках виола имела высоту 4,23 м, а нижняя плотина на ордовикских известняках хантон была около 6 м. Сейчас они разрушены эрозией, а высота плотин реконструируется по травертинам, сохранившимся на берегах.

Травертины второго периода встречаются на потоках плато Гаррисон, за исключением Гаррисон Крик. Это серии плотин в узких долинах периодически действующих потоков. Второй период закончился в 1850 г.

Травертиновые плотины третьего периода, встречающиеся на всех реках, отличаются небольшой высотой 1—3,5 м, что объясняется уменьшением скорости их роста за счет эрозии.

Высота 28 водопадов гор Арбукль (в м) следующая:

№ 1	Н. Прайс		В. Прайс		№ 4	№ 5	№ 6	№ 7	№ 8	№ 9
1,5	4,2		6,0		0,92	2	0,92	1,6	2,5	3,7
№ 10	№ 11		№ 12		№ 13	№ 14	№ 15	№ 16	№ 17	№ 18
1,4	0,97		1,12		1,4	1,28	9,7	0,67	0,36	1,25
№ 19	№ 20	№ 21	№ 22	№ 23	№ 24	№ 25	№ 26	№ 27	№ 28	
0,5	0,45	—	1,1	0,46	0,38	0,15	1,1	0,4	0,7	

Слоистые, пизолитовые и пористые травертиновые плотины образуются за счет отложения из воды карбоната кальция при выделении

из нее CO_2 , а также частичном испарении. Большую роль играет жизнедеятельность водорослей и бактерий.

Кроме озёр плитвицкого типа с водопадами на реках гор Арбукль наблюдаются быстрины над выступами кальцита на дне (W. H. Emig, 1917).

В Афганистане озёра плитвицкого типа известны в высокогорных долинах рек западнее Кабула. Здесь известняковые плотины белого цвета высотой до 50 м над днищем долин перегораживают реки и образуют подпрудные озёра (A. F. Lapparent, 1966).

Во Франции на Парижском плоскогорье выше озера Шамбон на р. Романш (басс. Роны) правый приток — ручей Роза ниспадает по кристаллическим скалам в виде знаменитого, демонстрируемого туристам, водопада Ла-Писс около деревни Кло. Ручей не имеет поверхностного водосборного бассейна, а питается тремя мощными карстовыми источниками. Источники выходят на поверхность в середине левого склона небольшой долинки на контакте водоупорных кристаллических пород и гнейсов с триасовыми отложениями. Триасовые отложения представлены доломитами и гипсами. Атмосферные осадки, выпадающие на Парижском плоскогорье, поглощаются карстовыми воронками в триасовых отложениях. Запущенный в скважины флуоресцеин, пройдя подземно 3 км, окрасил воду родников, водопада Ла-Писс. Скорость подземной фильтрации оказалась почти равной скорости поверхностного потока с тем же уклоном.

Карстовые воды триасовых отложений растворяют карбонатные отложения и гипс. Они обогащены карбонатами и сульфатами кальция. В месте выхода карстовых родников образовались зачаточные озёра с плотинами из толстой корки известкового туфа, через которые вода переливается каскадами (М. Жинью, Р. Барбье, 1961).

ПРЕОБРАЗОВАННЫЕ КАРСТОМ И СЛОЖНЫЕ ОЗЕРНЫЕ КОТЛОВИНЫ

Преобразованные карстом озерные котловины имеют первоначально некарстовое происхождение, но в дальнейшем осложняются карстом. Это эрозионно-карстовые, ледниково-карстовые, антропогенно-карстовые и другие.

Эрозионно-карстовые котловины характерны для речных долин, протекающих по карстующимся породам. Карстовые воронки, провалы и каналы возникают иногда на дне стариц. В районе с. Усть-Кишерть в Пермской области оз. Круглое (97×108 м) с глубиной 13 м и оз. Головка (59×63 м) с глубиной около 9 м приурочены к древним заболоченным старицам (К. А. Горбунова, 1965).

Дно старичного оз. Голубого в г. Казани осложнено карстовыми воронками, называемыми Большой и Малой Пучиной. Большая Пучина имеет диаметр до 50 м и глубину до 15 м. В наиболее глубокой части ее наблюдается вертикальный канал — «труба» глубиной 4 м ниже дна, или 20 м от поверхности воды в озере. Из Большой Пучины

вытекает восходящий карстовый родник с дебитом 250 л/сек (том I, стр. 120).

Своеобразными являются котловины каров, преобразованные карстом. В качестве примера приведем описание одного такого озера. В районе хребта Абишира-Ахуба на северо-западном Кавказе западный исток р. Кяфар-Агур берет начало в оз. Провальном, представляющем каровую котловину, днище которой покрыто моренным материалом из кристаллических сланцев, гранодиоритов, мраморовидных известняков. По П. А. Костину (1964), талые воды ледника, отступающего к тыльной части цирка, дали начало каровому озеру, которое заняло сложенный мраморовидными девонскими известняками северо-восточный угол цирка вблизи ригеля. Агрессивная вода озера стала просачиваться по трещинам в известняках и выщелачивать их. Под дном озера постепенно образовалась карстовая полость. Со временем дно озера, служившее потолком полости, провалилось или осело. П. А. Костин делает этот вывод на основании наблюдений над условиями залегания мраморовидных известняков, слагающих современную котловину. Дно озера имеет сложный рельеф, а извилистость береговой линии — наибольшая среди всех озер хребта Абишира-Ахуба. Котловину оз. Провального окружают скалы высотой до 50 м, а устьевая ступень, подпирающая воды озера с севера, превышает уровень воды на 35—50 м.

Оз. Провальное находится на высоте 2753 м над уровнем моря. Длина его 250 м, а площадь 5,1 га. Наибольшая установленная глубина 8 м, наибольшая крутизна ложа 23°. Отношение наибольшей глубины к площади озера, выраженной в га, равняется 1,5 м/га, коэффициент извилистости береговой линии по Нагелю—1,5. 18 августа 1961 г. прозрачность воды озера была 6 м, а температура в 3 часа дня: воздуха— 14°,5, воды на поверхности озера— 10° и на глубине 5 м — 9°.

Полуостров, возвышающийся на 9 м над урезом воды в озере, имеет площадь около 1000 м², что составляет менее 2 %. Он задернован альпийской луговой растительностью. Перемычка, соединяющая полуостров с побережьем озера, не задернована.

Уровень воды в озере подвержен колебаниям, обусловленным стоком из озера через понор по подземному руслу в девонских мраморовидных известняках. Минимальный уровень воды в озере бывает зимой. Летом понор не может пропустить всю воду и уровень воды повышается, в результате чего полуостров превращается в остров. Этим объясняется отсутствие задернованности перемычки. В конце лета приток воды в озеро уменьшается и остров вновь превращается в полуостров (П. А. Костин, 1964).

В связи с разработкой известняков, доломитов, пещего мела, гипсов, каменной соли возникают поверхностные и подземные горные выработки. Некоторые из заброшенных карьеров и других открытых разработок впоследствии заполняются водой и превращаются в озера. Вода, растворяя, начинает изменять форму выработки.

Озерная котловина становится антропогенно-карстовой. Особенно много антропогенно-карстовых озер в районах соляного карста. Это не только открытые разработки соли, но и обрушившиеся и затопленные подземные выработки. Более подробно они будут освещены при характеристике озер районов соляного карста. Некоторые антропогенно-карстовые озера карбонатного карста рассматриваются нами в региональной части при описании Урала.

В формировании сложных котловин, или котловин смешанного происхождения, принимают участие наряду с карстом другие геоморфологические процессы. Соотношение их во времени изменяется. Карст оказывает влияние на морфологию озерной котловины в известной стадии ее развития, а карстовые воды в значительной степени определяют водное питание и режим озера.

К этому типу относится проточное оз. Чусовское в Пермской области, в формировании котловины которого принимали участие эрозионные, ледниковые и карстовые процессы (И. Н. Шестов, А. В. Шурубор, 1963).

П. В. Молитвин (1965) в бассейне верхнего течения р. Емцы на территории Онего-Северодвинского междуречья описывает древние ледниковые ложбины, преобразованные эрозией и карстом. Ледниково-карстовые котловины в бассейне р. Емцы заняты в основном болотными массивами и небольшими озерами, аккумулирующими воду, значительная часть которой теряется в карстовых образованиях. Одна из таких котловин занята Пяргским болотом с окнами зарастающих озер, а другая, менее значительная, — болотом Сямгозерский Мох и оз. Сямг, из которых вода уходит в карстовые воронки и питает источники в долине р. Емцы у д. Шестово.

КОТЛОВИНЫ НЕКАРСТОВЫЕ С НЕЗНАЧИТЕЛЬНЫМ ВЛИЯНИЕМ КАРСТА

В карстовых районах встречаются озера некарстового происхождения с различной степенью влияния карста на условия питания, водный режим и химический состав их вод. В районах сульфатного и соляного карста Пермской области исследованы озера-старицы, питающиеся карстовыми водами. Они отличаются повышенной минерализацией воды, наличием сероводорода и лечебных грязей (К. А. Горбунова, К. Г. Бутырина, Р. В. Ященко, 1967; К. А. Горбунова, 1963). Оз. Кислое в окрестностях с. Усть-Кишерть представляет старицу р. Сылвы глубиной до 0,9 м. Оно питается карстовыми водами, вытекающими из небольшой воронки на дне, глубина в которой увеличивается до 2,1 м. Над воронкой вода зимой долгое время не замерзает. Озеро сточное, с расходом до 40 л/сек, но притоков не имеет (Г. А. Максимович, 1956).

МОРФОЛОГИЯ ОЗЕРНЫХ КОТЛОВИН

Котловины карстовых озер бывают простые, состоящие из одной карстовой воронки, и сложные, возникающие в результате слияния

двух и более карстовых форм. Простые озера в плане чаще всего имеют вид круга. Они бывают также овальные, эллиптические и более сложной формы. Сложные котловины из двух воронок в плане

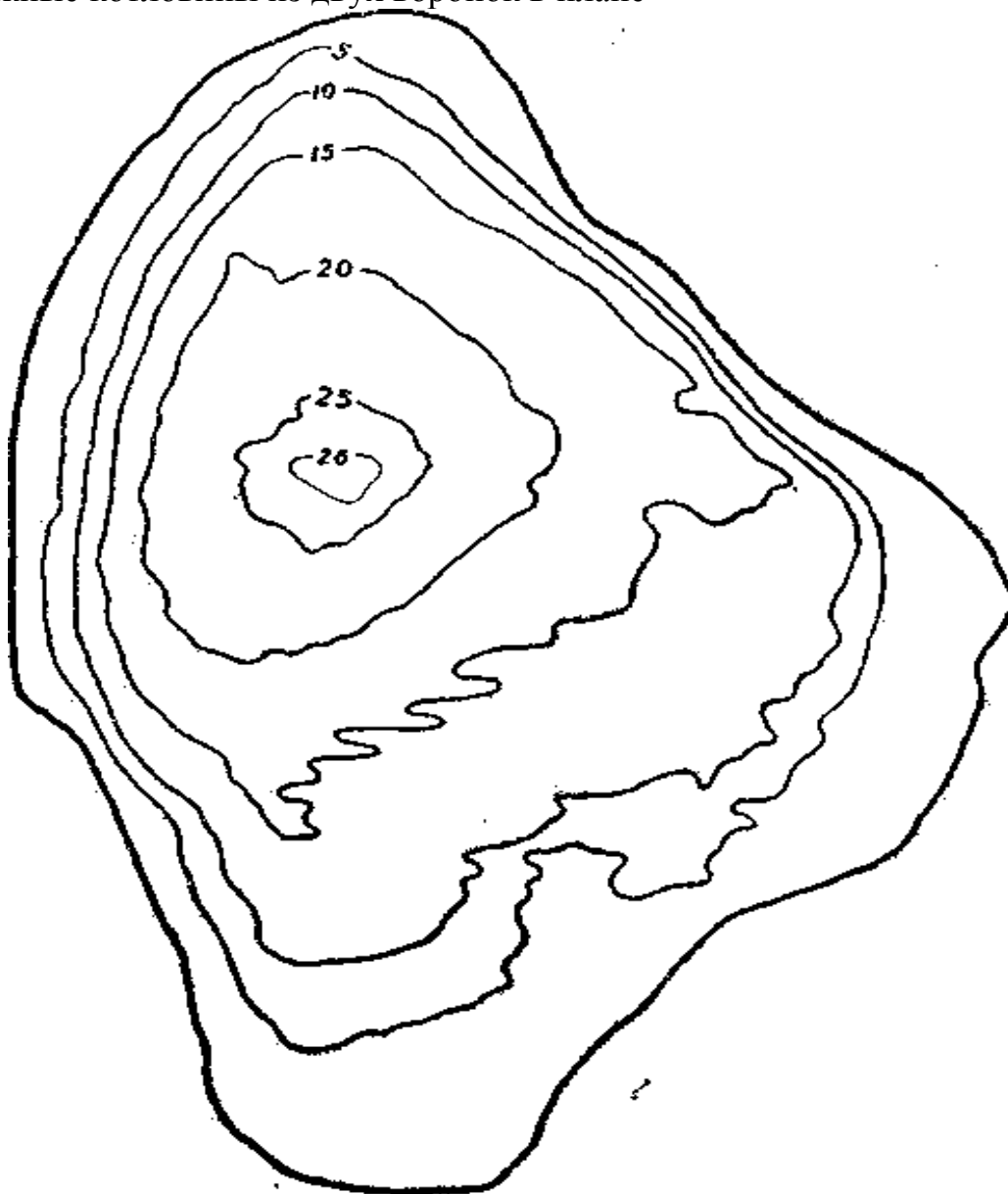


Рис. 56. Оз. Банное в Башкирии по С. Д. Муравейскому (1960)

напоминают восьмерку. При слиянии трех и более воронок, в зависимости от взаимного расположения слившихся форм, котловины бывают кучные и вытянутые (рис. 56, 57, 58).

Кучное расположение дает в плане озерную котловину лопастной формы, которая постепенно превращается в овальную, эллиптическую и более сложную. Так, котловина карстового оз. Мюттен в Швейцарии возникла в результате слияния пяти более крупных и нескольких меньших воронок и имеет сложную кучную форму. Оз. Юрдур (МАССР) состоит из трех воронок глубиной 15, 11 и 6 м (рис. 59, II). Линейное расположение воронок создает вытянутые

сложные котловины. Много примеров подобных озер в Среднем Поволжье привел А. В. Ступишин (1967). Оз. Пыжаныер (МАССР) вытянутой формы состоит из трех карстовых воронок с

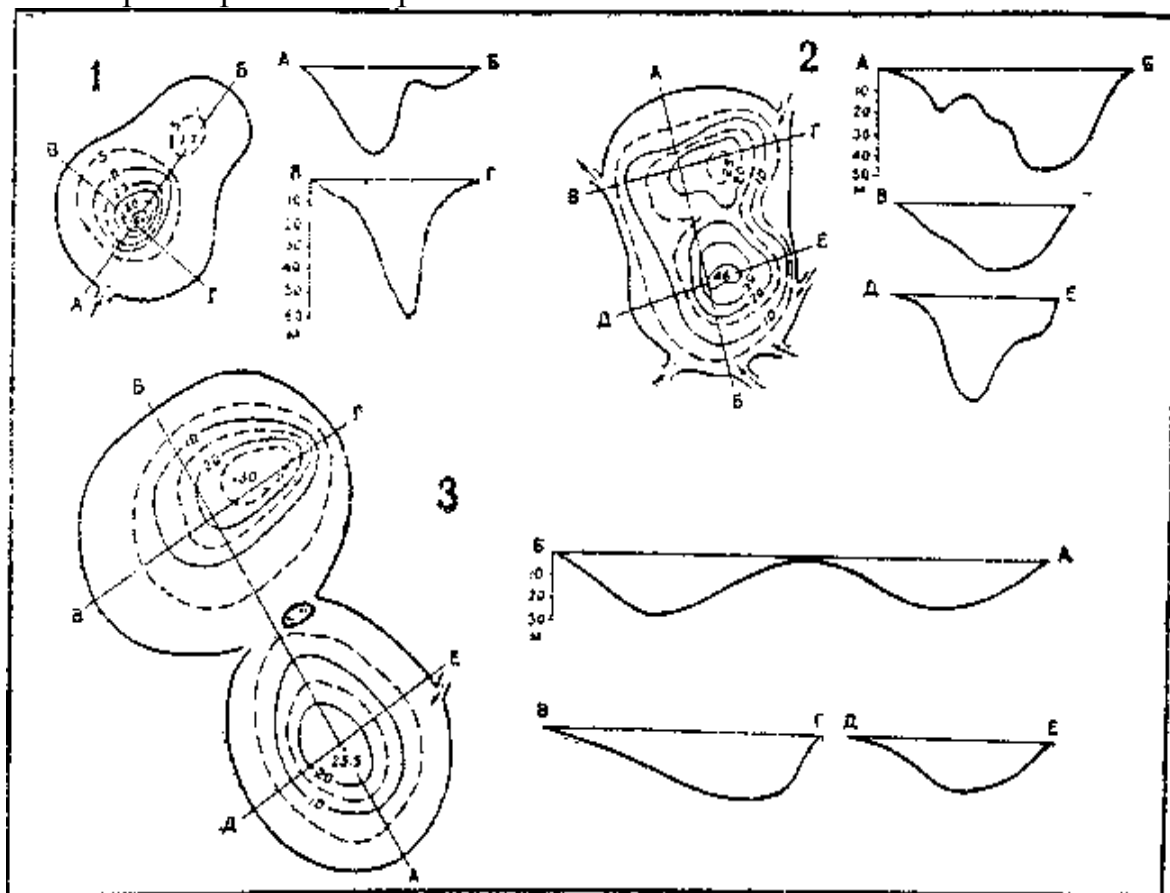


Рис. 57. Сложные восьмиобразные котловины карстовых озер Пермской области по К. Г. Бутыриной (1966) Озера: 1 — Роголек, 2 — Белое, 3 — Большое

наибольшими глубинами 8, 11,7 и 18 м (рис. 59, I). Котловина оз. Шутер (МАССР), образовавшаяся из трех воронок глубиной 8, 17 и 16 м, имеет в плане вид дуги (рис. 59, V). Оз. Яльчик (МАССР) в плане т-образной формы представляет пять слившихся воронок с наибольшими глубинами 27, 32, 3, 10 и 35 м (рис. 59, III). Этими примерами не исчерпывается разнообразие сложных вытянутых карстовых озер. Планы некоторых озер приведены также в следующих разделах данной главы. Котловины карстовых озер в вертикальном разрезе имеют цилиндрическую, овальноцилиндрическую, чашеобразную, конусообразную, блюдцеобразную и более сложную форму. Н. С. Миллер (1965) описывает шахтные (цилиндрические) озерные котловины в Брянской области, имеющие вертикальные стенки и значительные глубины. Оз. Большой Жерон в ю.-в. части Трубчевского района, расположенное на первой надпойменной террасе долины р. Десны, имеет диаметр до 700 м, площадь водной поверхности — 45 га, наибольшую глубину — 25 м. В оз. Бездонном на водоразделе рек Ветьмы и Болвы замерена глубина 65 м. Гидрологический и гидрохимический режим этих озер обычно определяется режимом подземных вод.

Сильно вытянуты по простираанию тектонических структур озера в полях. Еще более разнообразна форма котловин сложного происхождения.

Острова на карстовых озерах встречаются сравнительно редко. На высокогорном оз. Провальном (хребет Абишира-Ахуба, с.-з. Кавказ, абс. отм. 2753 м), площадь которого 5,1 га, а максимальная глубина 8 м, имеется полуостров площадью 1000 м², сложенный мраморовидными девонскими известняками. Задернованная часть полуострова покрыта альпийской растительностью и возвышается над уровнем воды в озере на 9 м. В летнее время, когда понор не успевает пропустить всю воду, уровень воды поднимается и полуостров превращается в остров (П. А. Костин, 1964).

В Пермской области на Диком озере, вытянутом с севера на юг на 400 м при ширине до 140 м, в южной части у западного берега находится остров длиной 20 м и шириной 10 м, поросший травой и кустарником (К. А. Горбунова, 1965).

В Башкирии И. К. Кудряшов описал десять озер с островками в середине. Острова поросли лесом, кустарником, луговой растительностью и ягодниками. На оз. Агавды несколько островов диаметром от 80 до 200 м возвышаются над уровнем воды на 10—12 м. Острова есть на озерах Толкас в Баймакском районе на восточном

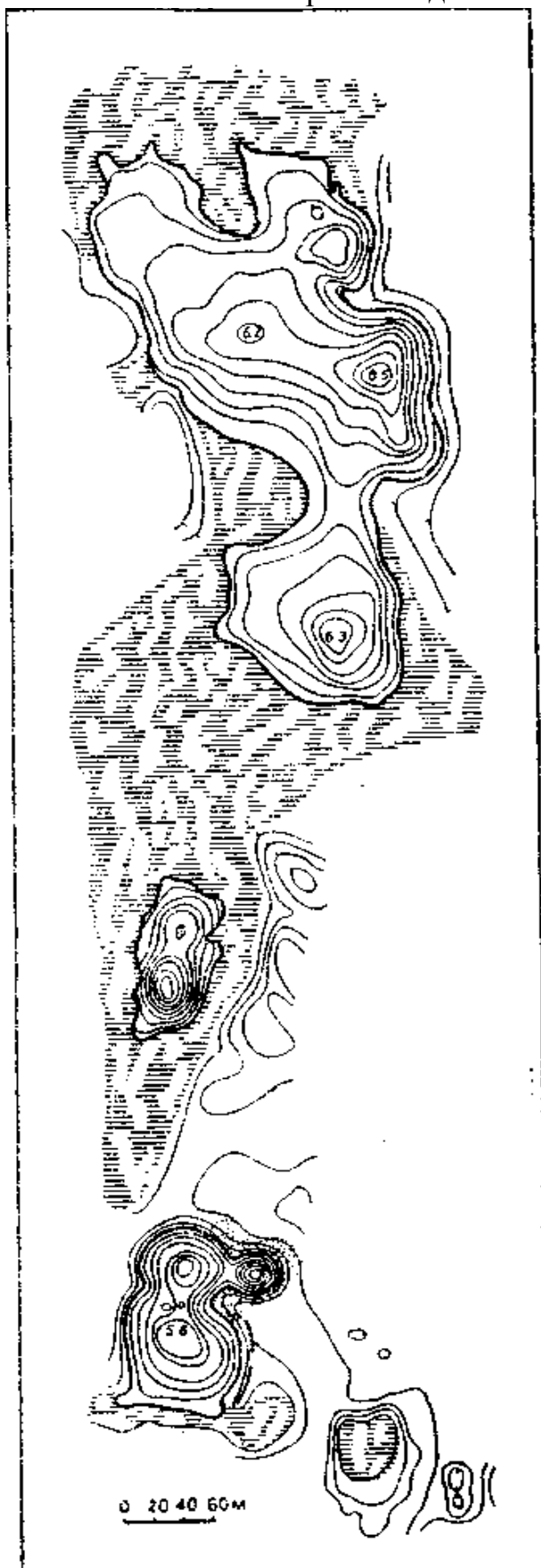


Рис. 58. Сложные котловины карстовых озер района г. Держинска в Горьковской области по И. А. Саваренскому, (1960)

склоне Южного Урала, Тугар-Салган, расположенном у подножья рифового массива Тра-Тау, в озере у подножья рифового массива Долгая Гора, в озере в верховьях р. Тюлькас, в озерах Карючино в 20 км от г. Уфы, Безымянном в районе Табынска.

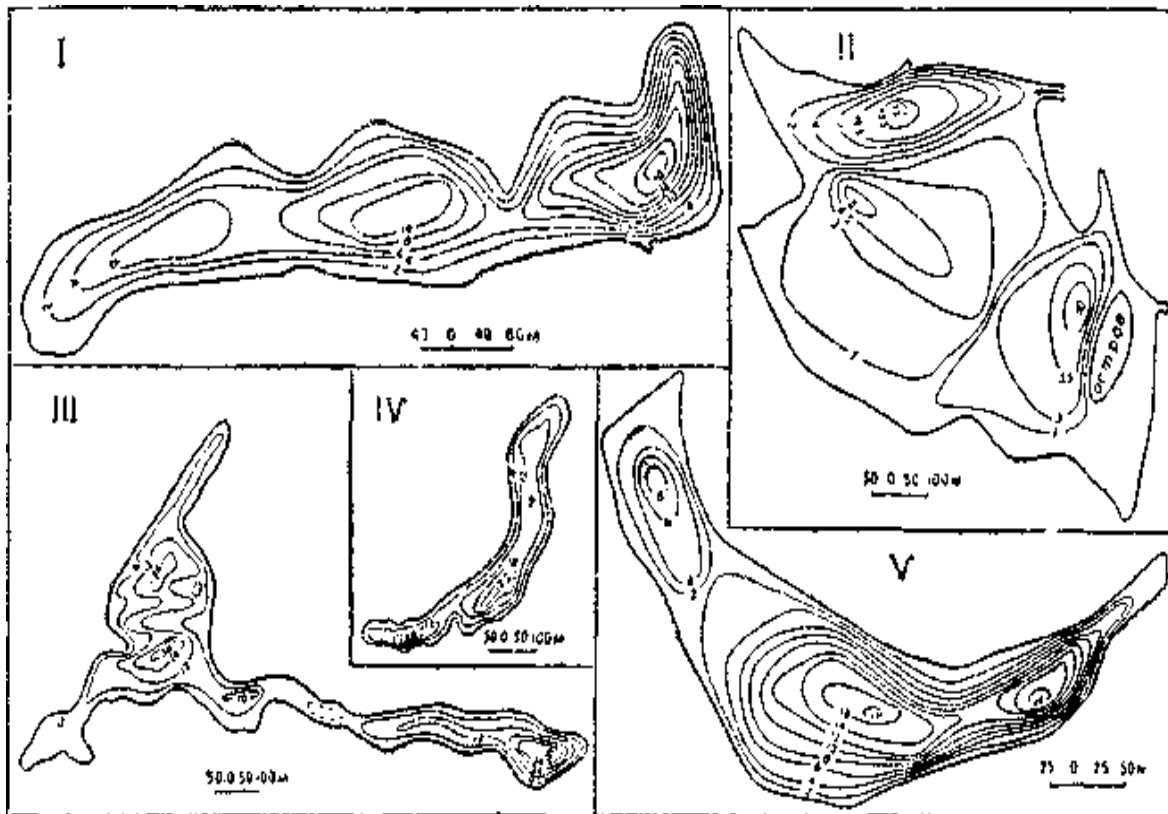


Рис. 59. Сложные котловины карстовых озер Марийской АССР по А. В. Ступишину (1967) Озера: I — Пызаньер, II — Юрдур, III — Яльчик, IV — Глухое, V — Шутер

Часть островов аккумулятивные. Это острова-бары и дельтовые острова, которые возникли в устьевых частях древних рек, впадавших в озеро. Такой остров-бар был обнаружен И. К. Кудряшовым на оз. Кандры-Куль.

Интересны кольцевые озера, обнаруженные И. К. Кудряшовым в Башкирии. В середине кольцеобразной озерной котловины на уровне окружающей местности находится остров-блок. Такие озера имеются севернее с. Старо-Туймазы, в окрестностях с. Яррык Туймазинского района. Оз. Цери-Куль у с. Пекарского Благовещенского района представляет вдвоенную котловину с двумя островами. И. К. Кудряшов описывает и сезонные кольцевые озера, например, в Ивановском провале (Бижбулякский район), где озеро возникает вокруг острова только весной после снеготаяния. В некоторых карстовых озерах обнаружены подводные скальные выступы, появляющиеся над водой при низких уровнях. Над ними иногда возникают травянистые сплавины или застревают плавающие острова (оз. в с. Толбазы).

В Марийской АССР в бассейне р. Илеть на оз. Юрдур имеется остров с двумя провальными воронками, в одной из которых находится вода.

Судя по плану, остров имеет форму эллипса с длинной осью 275 м и короткой — 100 м (А. В. Ступишин, 1967).

В Горьковской области на оз. Сосновском имеются два острова-останца (А. И. Маркин, 1953).

На карстовом оз. Мюттен в Швейцарии есть три небольших островка длиной 60, 50, 40 м и шириной от 10 до 20 м (А. А. Крубер, 1937).

На некоторых сравнительно глубоких карстовых озерах встречаются острова-сплавины, как неподвижные, так и плавающие по поверхности воды. На оз. Южном в окрестностях д. Бурцево в Пермской области небольшие острова-сплавины переносятся ветром то к одному, то к другому берегу (К. А. Горбунова, 1965). По данным К. Г. Бутыриной (1966), в оз. Сырник, расположенном вблизи д. Загоскино Пермской области, вследствие провала дна в 1939 г. сплавина оторвалась от берега и при последующем восстановлении уровня воды превратилась в плавающий остров (35×80 м).

И. К. Кудряшов описал в Башкирии несколько озер с плавающими островами-сплавинами, или по-башкирски лабазами. Это озера Зыбун с 42 островками в Иглинском районе, Чебар-Куль с несколькими большими сплавинами, озеро на Иглинском плодпитомнике, озеро в черте Большой Уфы (Дмитриевка) и др. Острова состоят из сплетений корней, отмерших листьев и стеблей осоки, камыша, тростника, мха. На многих из них произрастает ива, береза, ольха, клюква. Плавающие острова в апреле-мае скрыты под водой, а в середине лета они поднимаются на поверхность. Острова-сплавины под влиянием ветра и волнения воды перемещаются по озеру. На таких дрейфующих островах часто оказываются лоси, зайцы, а иногда и рыбаки, по несколько дней пребывающие в плену мохового острова.

МОРФОМЕТРИЯ¹

Морфометрия карстовых озер представляет совокупность методов и приемов количественного выражения элементов формы и размеров котловины и объема заполняющих их вод. Морфометрические показатели озера это абсолютные и относительные величины, характеризующие форму и размеры озерной котловины и количество заполняющей ее воды. Морфометрические характеристики определяются по плану или карте водоема в изобатах или изогипсах, построенным по данным съемок и промеров.

При исследованиях карстовых озер применяются различные виды съемок. Интересующихся этим вопросом более, подробно мы отсылаем к известной работе Б. Б. Богословского (1960).

Морфометрические показатели поверхности озера. Длина озера (L) — кратчайшее расстояние между двумя наиболее удаленными

¹Раздел изложен в основном по Б. Б. Богословскому (1960), но применительно к озерам карстовых районов.

друг от друга точками береговой линии, измеренное по поверхности озера (рис. 60, I). На плане озера длина может изображаться прямой или ломаной линией, но нигде не пересекает берега. *Ширина озера (B)*: средняя ширина (B_{cp}) — частное от деления площади зеркала (f_0) на длину озера (L), максимальная ширина (B_{max}) — наибольшее расстояние между берегами по перпендикуляру к длине озера.

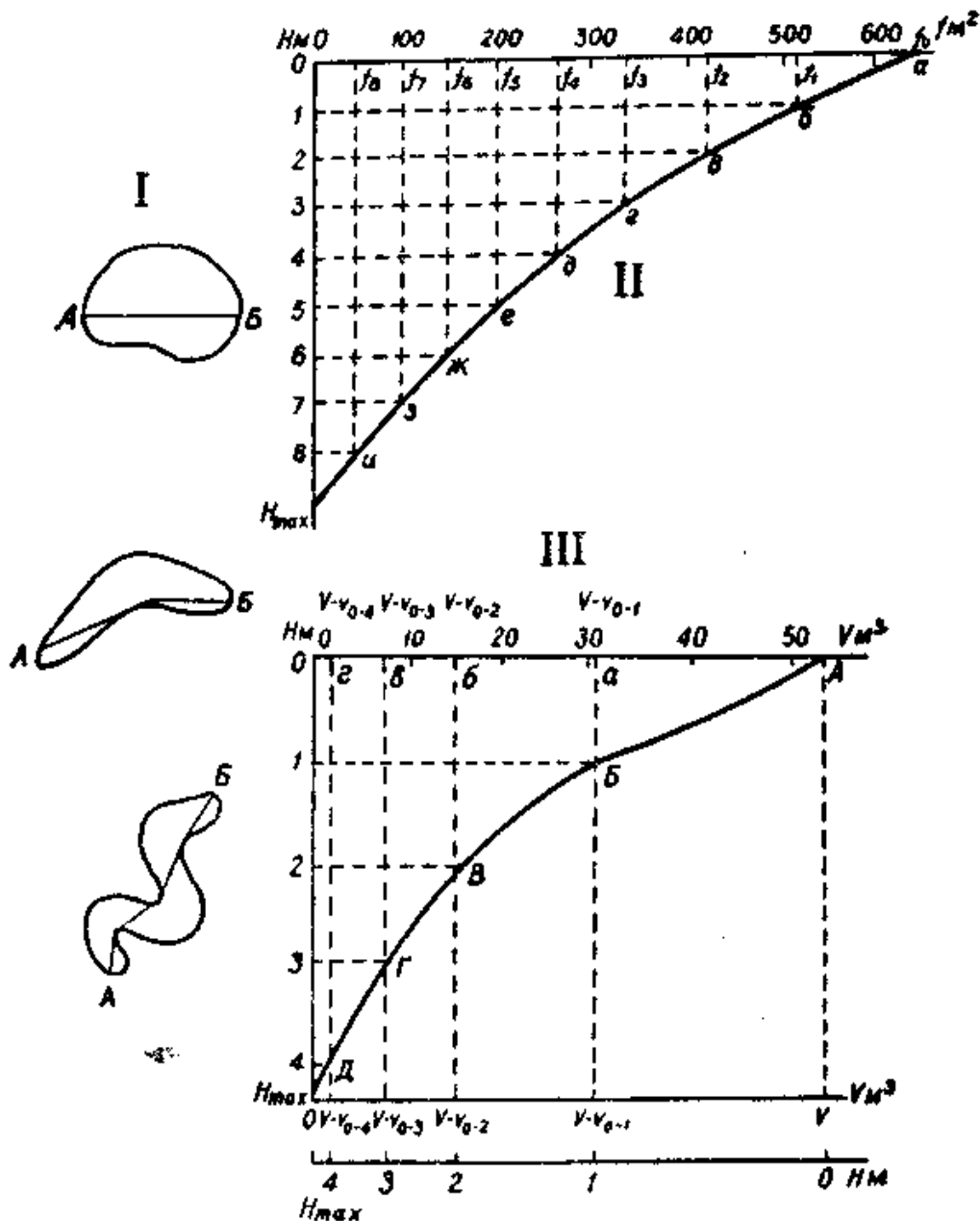


Рис. 60. Морфометрические характеристики озер: I — длина озера (AB) по С. Д. Муравейскому, II — батиграфическая кривая озера по Б. Б. Богословскому (1960), III — объемная кривая и объемная шкала озера по Б. Б. Богословскому (1960)

Длина береговой линии (L) измеряется по урезу воды, т. е. нулевой изобате.

Развитие береговой линии (K) — это отношение длины

береговой линии озера (l) к длине окружности круга, имеющего площадь, равную площади зеркала озера:

$$K = \frac{l}{2\pi R}$$

так как

$$R = \sqrt{\frac{f_0}{\pi}}, \text{ то}$$

$$K = \frac{l}{2\sqrt{f_0\pi}}.$$

Б. Б. Богословский (1960) не рекомендует называть величину K изрезанностью или коэффициентом изрезанности береговой линии, так как в этом случае все озера правильной формы, но отличные от круга (например эллиптические), несмотря на отсутствие изрезанности, будут неправильно отнесены к озерам с изрезанной береговой линией.

Для карстовых озер Болгарии А. Сотиров (1964) приводит следующие морфометрические показатели:

Озеро	Длина L , м	Ширина B , м	Длина береговой линии l , м	Коэффициент развития береговой линии K
Дедевец	260	140	710	1,31
Синовище	130	70	342	1,21
Геранище	140	110	424	1,08

Площадь поверхности (зеркала) карстовых озер (f_0) бывает различной. В гидрологии принята классификация озер по площади акватории, предложенная П. В. Ивановым (Л. К. Давыдов, 1953).

Категории озер	Площадь, км^2
Величайшие	$> 10\,000$
Очень большие	$10\,000—1000$
Большие	$1000—100$
Средние	$100—10$
Малые	$10—1$
Очень малые	$1—0,1$
Ничтожные	$< 0,1$

Площадь водного зеркала озер полей и котловин исчисляется десятками и сотнями км^2 , а у озер в воронках только квадратными метрами. Наибольшие размеры имеют озера сложного карстово-тектонического происхождения. Они относятся к большим. Для самых малых озер в карстовых воронках в приведенной гидрологической классификации нет соответствующего класса. В карстоведении

Классификация карстовых озер по площади поверхности
(по Г. А. Максимовичу)

классы	Площадь акватории		Примеры озер ¹
	га	м ²	
I	> 10 000	>100×10 ⁶	км ² : Шкодер (Ю) — 356
II	10000—1000	100×10 ⁶ —10×10 ⁶	км ² : Вранско (Ю) — 30, Асли-Куль (Б) — 18 Кандры-Куль (Б) — 12, Белое (Б) — 12
III	1000—100	10×10 ⁶ —1×10 ⁶	км ² : Банное (Б) — 7,86; Шерегородо (Н) — 6
IV	100—10	1000000—100 000	га: Шушер (М) — 80, Мюттен (Ш) — 80, Великое — 78, Голубое (Г) — 63, Жиротт (Ф) — 57, Южинское (М) — 26, Яльчик (М)—24, Голубое (Ю) — 24
V	10—1	100000—10 000	га: Глухое (М) — 9,5; Развал (Илецк, иск.) — 6,7; Провальное (К)—5,1; Дикое (П) — 4,4; Црвено (Ю) —3,0; Церик-Кёль (К) — 2,61; Висимское (С) — 2,6; Дедевец (Бл) — 2,3; Карасье (П) — 2,2; Новое (Илецк, иск.) — 2,15; Большое (П) — 2,04; Тузлучное (Илецк) — 2,0; Южное (П) — 1,54; Молебное (П) — 1,24; Силицкое (Ч) — 1,22; Аггтелекское (В) — 1,13
VI	1—0,1	10000—1000	га: Круглое (П) — 0,97; Геранище (Бл) — 0,885; Белое (П) —0,85; Черное (Ч) —0,77; Си- новище (Бл) — 0,65; Роголек (П) — 0,6; Чусовское № 5 (П) — 0,54; Баскунчакское ключевое — 0,5; Чусовское № 3 (П) — 0,35; Смрадуге (Ч) —0,33; Хегауский Аах (ФРГ) — 0,2; Лучанское (Ч) — 0,17
VII	0,1—0,01	1000—100	м ² : Озера Чусовского мыса (П): № 21—850, № 18 — 461, № 29 — 382, № 11—382
VIII	0,01—0,001	100—10	Многочисленны
IX	< 0,001	10—1	Многочисленны

¹Обозначения: Б — Башкирия, Бл — Болгария, В — Венгрия, Г—Горьковская область, К — Кавказ, М — Марийская АССР, Н — Новгородская обл., П — Пермская обл., С — Свердловская обл., Ф —Франция, Ч — Чехословакия, Ш — Швейцария, Ю — Югославия, иск. — искусственное.

удобнее пользоваться предлагаемой десятичной классификацией (табл. 23). Для некоторых классов приведены примеры.

Иногда вычисляют площади, ограниченные изобатами. Так, для карстового озера Дедевец (Болгария), были подсчитаны следующие площади (А. Сотиров, 1964):

Глубина (изобата), м	Площадь, м ²
0	23140
0,5	16760
0,6	13780
0,65	10310

Площадь зеркала озера, имеющего острова, определяется как разность между общей площадью водоема и суммарной площадью островов. Для таких карстовых озер определяется островность (I):

$$I = \frac{\sum f'}{f} \cdot 100\%, \text{ или } I = \frac{f - f_0}{f} \cdot 100\%,$$

где $\sum f'$ — суммарная площадь островов;

f — общая площадь озера;

f_0 — площадь зеркала (Б. Б. Богословский, 1960).

Морфометрические показатели объема, глубины и дна. В карстовых озерах определяется максимальная ($H_{\text{макс.}}$) и средняя ($H_{\text{ср.}}$) глубины. Первая находится путем промеров. Вторая равна частному от деления объема озера (V) на площадь его водного зеркала (f_0):

$$H_{\text{ср.}} = \frac{V}{f_0}.$$

Глубина карстовых озер различна. Максимальная известная глубина оз. Црвено в Югославии — 300 м. Оз. Церик-Кёль на Северном Кавказе имеет глубину 258 м. Минимальная глубина у мелких озер бывает менее метра. Классификация карстовых озер по максимальной глубине с некоторыми примерами приведена в таблице 24.

Объем озера может быть определен как для всей котловины, так и для водной массы, заполняющей некоторую ее часть при данном уровне. Методы подсчетов в обоих случаях аналогичны.

Объемы карстовых озер подсчитываются сравнительно редко. С. Д. Муравейский (1960) определил объем оз. Банного в Башкирии. Данные об объемах имеются для озер Пермской области (К. А. Горбунова, К. Г. Бутырина, Р. В. Ященко, 1967), Болгарии. (А. Сотиров, 1964). Классификация карстовых озер по объему водной массы с некоторыми примерами приведена в таблице 25.

Вычисление объема производится графически по батиграфической или гипсографической кривой (о них будет сказано дальше) и аналитически — путем отождествления всей котловины или отдельных ее слоев с правильными геометрическими телами. Более точен графический метод. Интересующихся аналитическим методом мы отсылаем к известной работе Б. Б. Богословского (1960).

Основными морфометрическими показателями дна озера являются уклон и площадь (истинная поверхность дна).

Таблица 24

Классификация карстовых озер по максимальной глубине (По Г. А. Максимовичу, 1966)

Класс	Глубина, м	Примеры ¹			
		Карбонатный карст	Гипсовый карст	Гипсово-соляной карст	Соляной карст
1.Очень глубокие	>100	Красное или Црвено (Ю) — 260— 300; Церик-Кёль (К) — 258; Люнер, Альпы (Ш) — 108			
2.Глубокие	100—25	Мюттен (Ш) — 68; Висимское (У) — 55; Табашинское (М) — 53; Красный Ключ (Б) — 39,5; Морской Глаз (М) — 35,5; Яльчик (М) — 35; Оланга (М) — 30; Шешер (М) — 30; Глубокое, Флорида (СИЛ) — 30; Мочальное (М) — 27; Кужер (М) — 26,5; Банное (Б) — 26	Жиротт (Ф) — 99; Белое (П) — 46; Провалище (С) — 39,5; Большое (П) — 30	Роголек (П) — 61	Муосаны (Я) — 50; Чаингда (Я) — 38; Старый Суд (Я) — 29
3.Средние	25—5	Тутер (М) — 24; Изер (М) — 24; Кожлаер (М) — 22; Блаутопф (ФРГ) — 22; Раифское (Т) — 21,9; Бездонное (М) — 21; Сурок (М) — 18; Юрдур (М) — 15; Люльпенское (М) — 14; Хегауский Аах (ФРГ) — 12	Кишертское (П) — 22; Молебное (П) — 19,5; Нижняя Одина (П) — 19; Провальное (К) — 8		Развал (Илецк) искусственное — 20,5; Длинное (Я) — 20; Берь-Кель (Я) — 20, Совата (Р) — 18
4.Неглубокие	5—1	Синовище (Бл) — 5; Боровлянское (А) — 1,2; Геранище (Бл) — 1,05			Дунино, Илецк — 4,7
5.Мелкие	<1	Дедевец, (Бл) — 0,65			Тузлучное, Илецк — 0,5—0,65

¹Обозначения: А — Алтай, Б — Башкирия, Бл — Болгария, К — Кавказ, М — Марийская АССР, П — Пермская область, Р — Румыния, С — Сибирь, СШ — США, Т — Татария, У — Урал, Ф — Франция, Ш — Швейцария, Ю — Югославия, Я — Якутия.

Таблица 25

Классификация карстовых озер по объему водной массы
(по Г. А. Максимовичу, 1967)

Класс	Объем, тыс. м ³	Примеры ¹ (по С. Д. Муравейскому, 1960; К. А. Горбуновой, К. Г. Бутыриной, Р. В. Яценко, 1967; А. Сотирову, 1964 и др.)
1	> 100 000	Шкодер (Ю) — около 2 000 000, сезонные (Ю); Попово — 900 000, Дабарско — 200 000
2	100 000—10 000	Банное, Башкирия — 88 500
3	10 000—1000	Развал, Илецк (искусственное) — 1400
4	1000—100	Новое, Илецк (искусственное) — 680; Большое (П) — 175,2; Белое (П) — 102,7
5	100—10	Дунино, Илецк — 80; Молебное (П) — 51,9; Роголек (П) — 43,2; Новый провал (П) — 31,1; Чусовское 5 (П) — 19,6; Синовище (Б) — 16,8; Дедевец (Б) — 12,1
6	10-1	Геранище (Б) — 8,85; Чусовское 3 (П) — 3,46 Чусовское 21 (П) — 1,74
7	<1	Чусовские (П): № 18 — 0,68; № 11 — 0,48; № 29 — 0,38

¹Обозначения: Б — Болгария, П — Пермская область, Ю — Югославия.

Средний уклон дна определяется по формуле

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{h \sum l}{f_0}$$

где α — средний угол наклона дна, h — сечение изобат, $\sum l$ — сумма длин изобат.

Для карстовых озер Болгарии средний уклон дна составляет (А. Сотиров, 1964):

Озеро	Средний уклон дна, %
Дедевец	1,9
Синовище	16,6
Геранище	2,8

Истинная поверхность дна (f_d) определяется по формуле

$$f_d = \frac{f_0}{\cos \alpha}$$

На батиметрических планах и картах сечение изобат следует выбирать так, чтобы они не слились при вычерчивании. При составлении карты определенного масштаба (N — знаменатель масштаба)

сечение изобат (h) определяется с учетом уклона дна ($\operatorname{tg}\alpha$):

$$h = \frac{n}{1000} \cdot a \cdot \operatorname{tg}\alpha$$

где a — заложение изобат.

Наименьшее допустимое заложение — 0,2 мм. Обычно практически выбирают $\alpha \geq 1$ мм. Задавшись определенным масштабом и заложением, можно по приведенной формуле рассчитать сечение изобат (Б. Б. Богословский, 1960).

Батиграфическая (гипсографическая) и объемная кривые. Между уровнем или глубиной озера H и площадью его зеркала f_0 , а также между уровнем и объемом водной массы V существуют определенные зависимости, которые позволяют по данным водомерных наблюдений определить площадь и объем озера. Связи $V=f(H)$ и $f_0=f(H)$ для каждого водоема имеют свой характер и выражаются графически в виде батиграфической (гипсографической) и объемной кривых.

Батиграфическая кривая выражает зависимость между глубинами и площадями, оконтуренными на соответствующих глубинах изобатами. *Гипсографическая кривая* — это та же кривая, но с отметками изобат (уровней) вместо глубин. Для построения этих кривых по вертикальной оси откладываются глубины (или уровни), а по горизонтальной — площади, оконтуренные изобатами. Каждая из этих площадей (f_0, f_1, \dots, f_n) наносится на горизонтальной линии и продолжается до соответствующей глубины. Полученные этим путем точки $a, б, \dots$ и (рис. 60, II) соединяются плавной кривой. В точке наибольшей глубины эта кривая пересекает вертикальную ось глубин и $f = 0$. Если на отметке максимальной глубины находится ровная площадка, то ее площадь изобразится горизонтальным отрезком кривой на линии наибольшей глубины.

Батиграфическая или гипсографическая кривые позволяют графически определить объем всей водной массы озера и объемы отдельных слоев при различных уровнях. Объем массы определяется планиметрированием площади между осями координат и кривой (площадь фигуры OaH_{\max} на рис. 60, II) и умножением ее на значение единицы площади в масштабе чертежа. Объемы слоев определяются аналогично по площадям, соответствующим им на чертеже (площади $Oab1, 1бв2$ и т. д. на рис. 60, II). Этот способ определения объемов является наиболее точным.

Объемная кривая (рис. 60 III) выражает зависимость между объемом водной массы озера и его уровнем (глубиной). Строится она аналогично батиграфической кривой. По вертикали откладываются глубины (уровни), по горизонтали — объемы воды, заключенные под соответствующими изобатами. На линии нулевой глубины (отметки зеркала) — объем всей водной массы V , на линии глубины 1 м — тот же объем за вычетом объема первого метрового слоя (v_{0-1}) — $V - v_{0-1}$, на линии глубины 2 м — соответственно $V - v_{0-2}$ и т. д. Нанесенные точки А, Б, В, Г, Д соединяются плавной кривой.

В точке наибольшей глубины объемная кривая всегда пересекает ось глубин ($V = 0$). Батиграфическая и объемная кривые по большей части строятся на одном чертеже и имеют общую вертикальную шкалу. Для расчета количества тепла, кислорода и других газов и растворенных веществ в воде озера удобно пользоваться *объемной шкалой*, которая строится по объемной кривой. Построение этой шкалы ведется путем проектирования объемов V , $V = v_{0-1}$, $V = v_{0-2}$ и т. д. на нижнюю горизонтальную прямую, находящуюся ниже объемной кривой (рис. 60, III). Под значениями объемов приводится шкала глубин (отметок изобат), соответствующих этим объемам (Б. Б. Богословский, 1960).

Можно объемную шкалу расположить вертикально, а по горизонтали отложить количество тепла, кислорода или других компонентов в единице объема на различных глубинах и полученные точки соединить плавной кривой. Определив площадь между осями координат и кривой, вычислим запас данного компонента в водной массе озера. Подобным образом можно определить количество этого компонента в отдельных слоях, планиметрируя соответствующие этим слоям площади.

Форма котловины. Форма котловины определяет многие особенности режима озер. Вода озера со значительной площадью и малой глубиной будет легче перемешиваться ветром, вследствие чего тепло и растворенные вещества, поступающие сверху, проникнут на большую глубину, чем в озере того же объема, но более глубоком, а следовательно, обладающим меньшей площадью. Для характеристики формы озерной котловины Г. Ю. Верещагин и многие другие исследователи сравнивали озеро с каким-либо геометрическим телом, чаще всего с конусом. Между тем форма озерных котловин разнообразна и сложна. Поэтому сравнение с конусом мало отражает истинную форму озерной котловины и затрудняет учет формы при различных расчетах. С. Д. Муравейский (1948) предложил показатель формы озерных котловин:

$$C = \frac{H_{cp}}{S_0}$$

где H_{cp} — средняя глубина, равная частному от деления объема озера на его площадь, S_0 — глубина положения центра тяжести озера, равная частному от деления величины $\int Hdv$ на объем данного озера.

Величина $\int Hdv$ определена графически планиметрированием площади между объемной кривой и осями координат. Величина C позволяет сравнивать формы озерных котловин между собой, а также приравнивать их к соответствующим геометрическим телам. Показатель формы для цилиндра равен 2,0, полушара — 1,78, параболоида — 1,50, конуса — 1,33.

Морфометрически показатели некоторых карстовых озер.

Р. В. Ященко (1968) по данным летних замеров 1960—1964 гг. дала морфометрическую характеристику шести малых карстовых озер

карбонатно-гипсового карста Чусовского мыса в Пермской области. Планы озер с изобатами приведены на рис. 61. Для каждого озера подсчитаны: площадь зеркала воды, объем водной массы и показатель формы котловины. Площадь озера, а также площади, оконтуренные

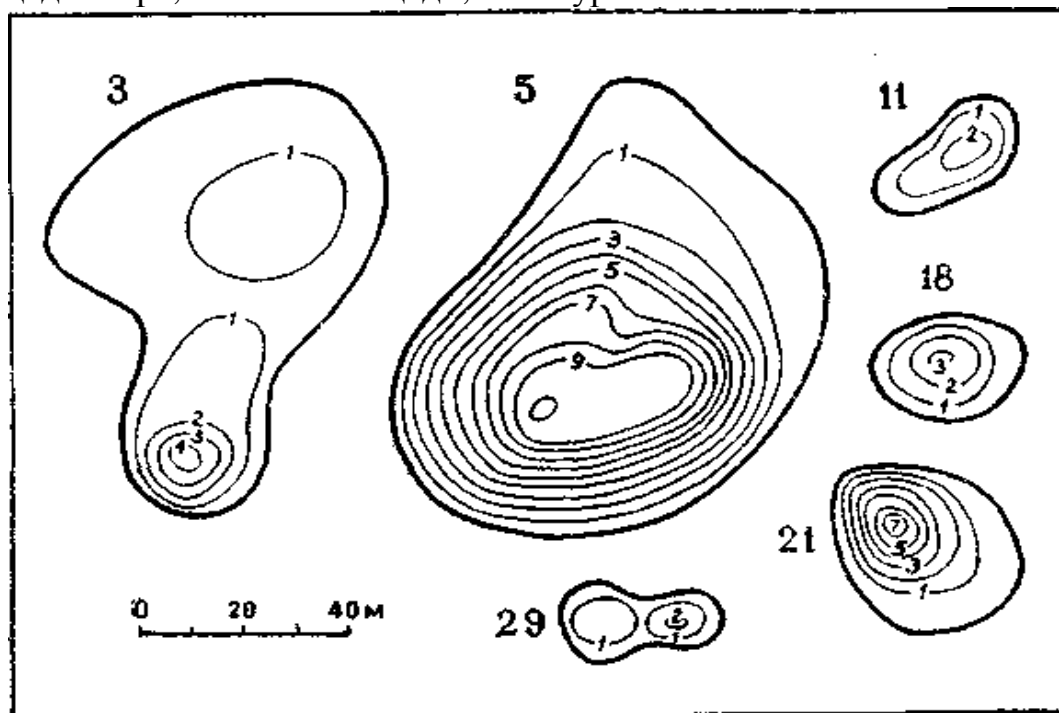


Рис. 61. Изобаты карстовых озер Чусовского мыса в Пермской области по Р. В. Яценко (1963)

изобатами на соответствующих глубинах, определялись методом планиметрирования. По этим данным построены батиграфические кривые (рис. 62). Объем водной массы озера определялся

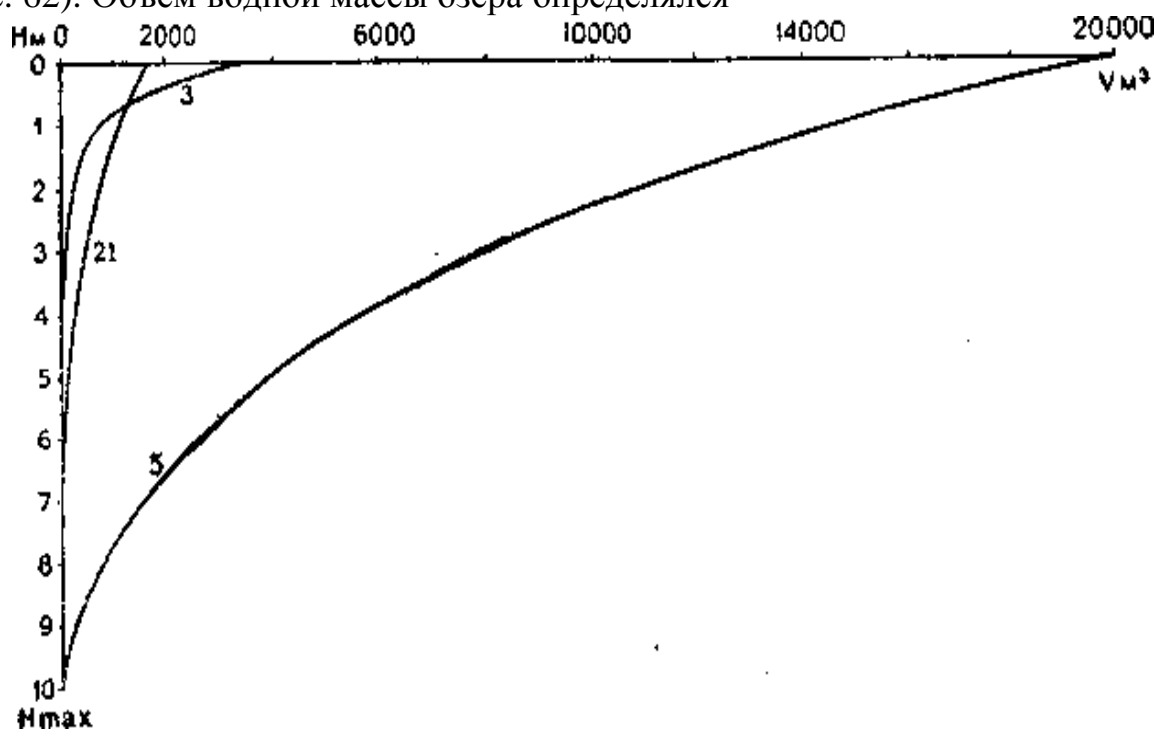


Рис. 62. Батиграфические кривые карстовых озер Чусовского мыса по Р. В. Яценко

планиметрированием площади, заключенной между батиграфической кривой и осями координат, и умножением ее на значение единицы площади в масштабе чертежа. Для построения объемных кривых (рис. 63) аналогично вычислялись объемы слоев, заключенные между изобатами. Примененный способ вычисления объемов считается наиболее точным (Б. Б. Богословский, 1960).

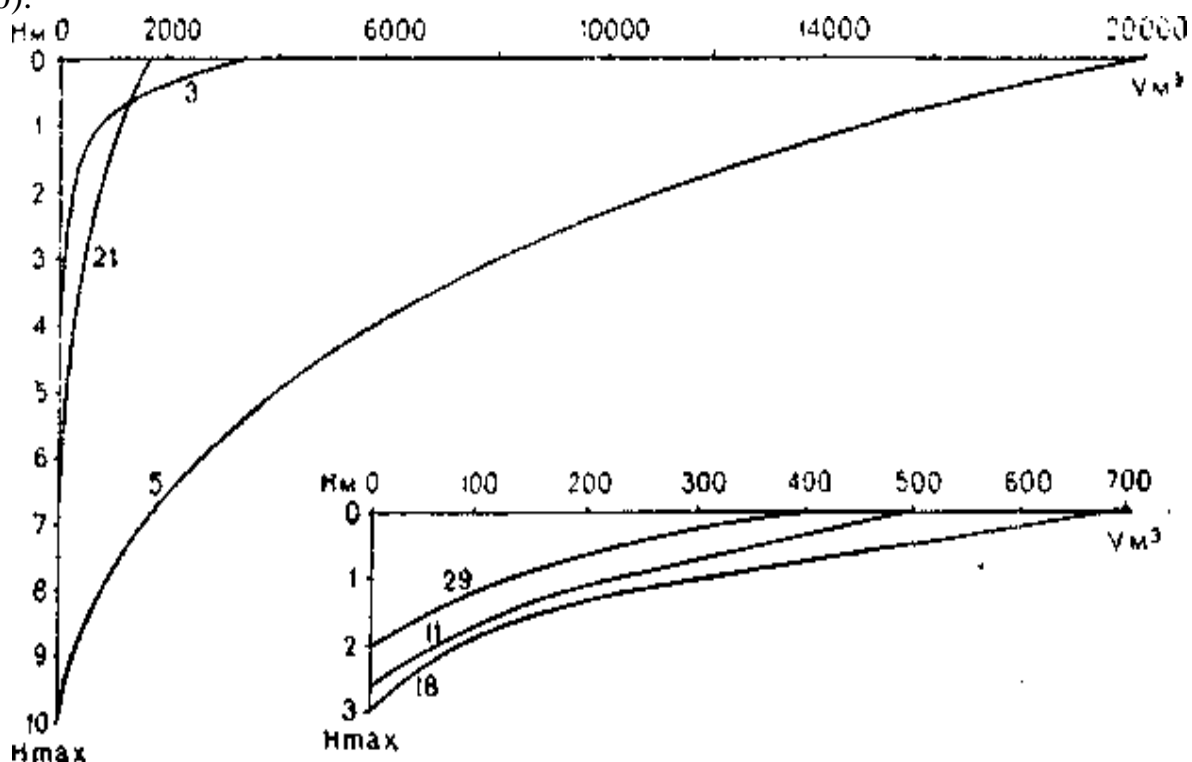


Рис. 63. Объемные кривые карстовых озер Чусовского мыса по Р. В. Яценко

Показатель формы озерной котловины (C) вычислен по формуле С. Д. Муравейского (1948), который считал, что карстовые озера чаще всего имеют $C < 1,3$. В таблице 26 для четырех озер из шести C равно 1—1,2.

Таблица 26

Морфометрические показатели некоторых карстовых озер Чусовского мыса по Р. В. Яценко (1968)

№ озер	Длина, м	Ширина, м	Максимальная глубина, м	Средняя глубина, м	Площадь, m^2	Объем, m^3	Показатель формы котловины
3	75	30	4,1	0,99	3520	3463	1,2
5	85	62	10,1	3,60	5450	19600	1,1
11	30	13	2,6	1,25	382	480	1,4
18	26	20	3,0	1,47	461	680	1,4
21	39	28	7,0	2,00	850	1740	1,1
29	28	12	2,0	1,00	382	384	1,0

ВОДНОЕ ПИТАНИЕ И КОЛЕБАНИЯ УРОВНЕЙ ОЗЕР

Водное питание. Водное питание и потери воды определяют водный баланс озер. Величина объема водной массы и колебания его во времени, т. е. основные черты режима водоемов, определяются водным балансом.

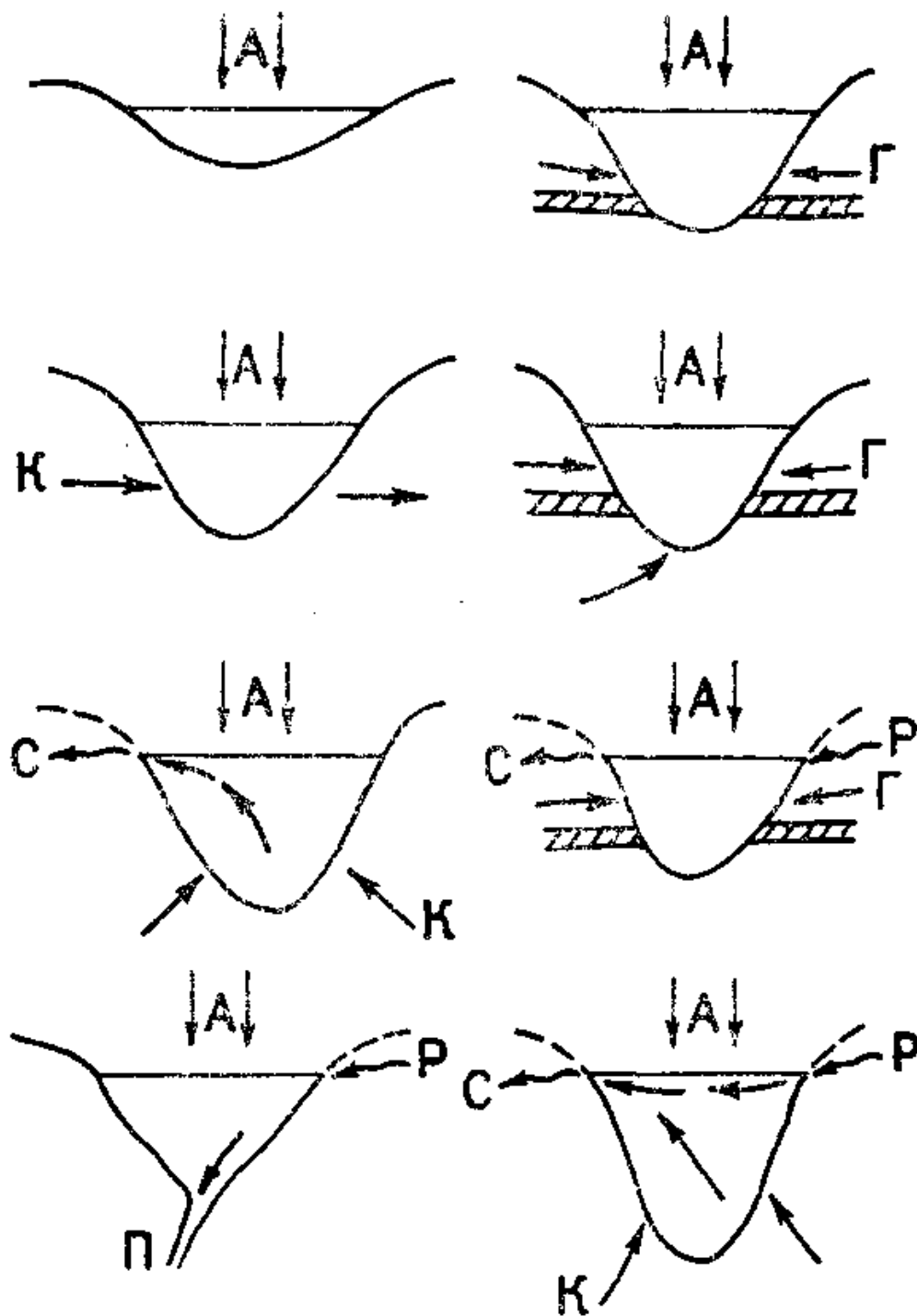


Рис. 64. Типы водного питания карстовых озер на примере Пермской области по К. А. Горбуновой (1968)

Источники питания: А—атмосферные осадки, Г—грунтовые воды, К—карстовые воды, Р—реки, С—сток из озера, П—поглощение в попоры и трещины

Озера карстовых районов питаются: водами атмосферных осадков, выпадающих на зеркало водоема и на поверхность их бассейна, карстовыми, а иногда грунтовыми и другими подземными водами, поступающими в озера, притоком поверхностных вод. На рис. 64 показаны различные условия питания карстовых озер. Меньшую роль играет конденсация водяных паров на поверхность озера.

Потери воды могут быть за счет испарения, поверхностного и подземного стока из озер.

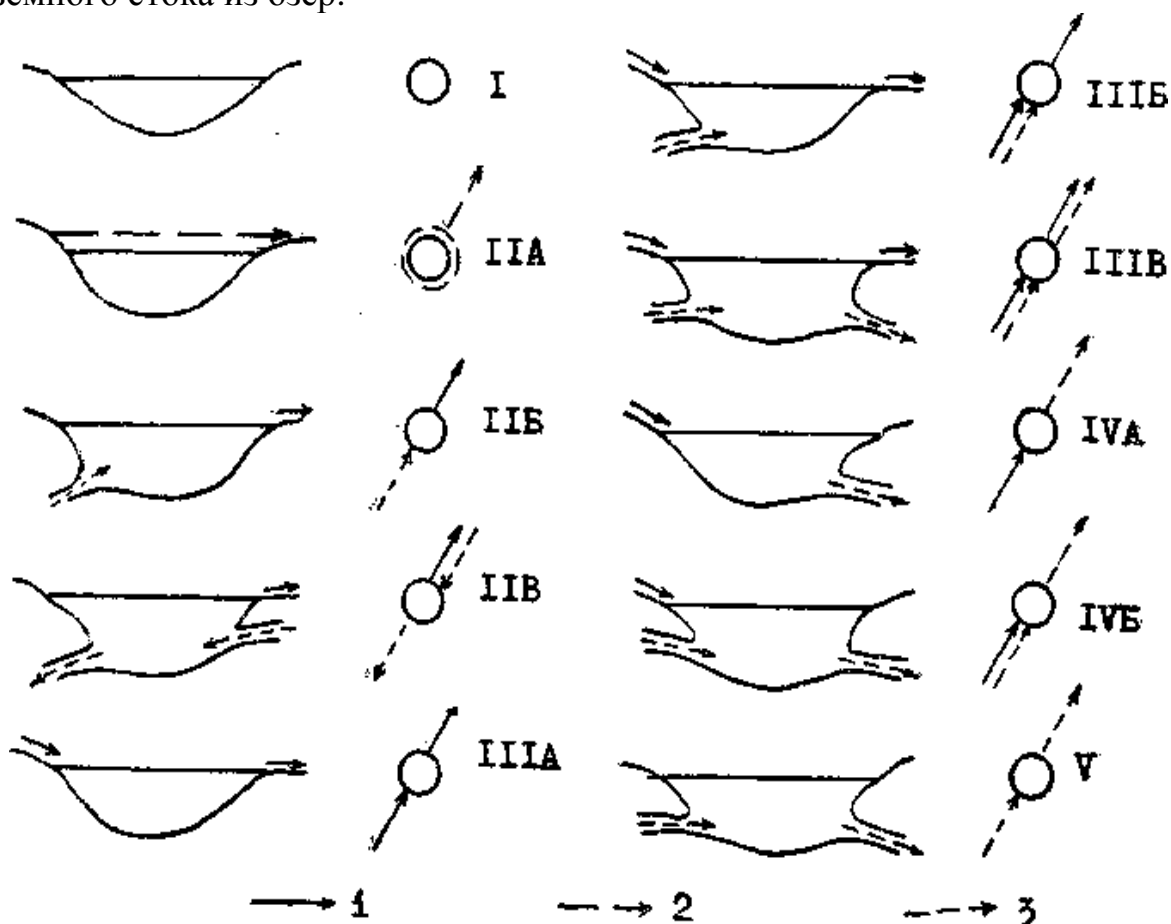


Рис. 65. Водный баланс карстовых озер по К. А. Горбуновой и Г. А. Максимовичу
Озера: I — бессточные, II А — с перемежающимся поверхностным стоком, II Б — с постоянным поверхностным стоком и подземным питанием, II В — с постоянным поверхностным и противоположно направленным явно выраженным подземным стоком и подземным питанием, III А — поверхностнопроточные, III Б — поверхностнопроточные — подземноприточные, III В — поверхностно- и подземнопроточные, IV А — поверхностноприточные—подземносточные, IV Б — поверхностноприточные — подземнопроточные, V — подземнопроточные. Приток и сток: 1 — поверхностный постоянный, 2 — поверхностный перемежающийся, 3 — подземный

В зависимости от водного баланса различают озера бессточные, сточные и проточные (табл. 28).

1. *Бессточные озера* не обладают ни поверхностным, ни подземным стоком и теряют воду только на испарение. Эта группа преобладает среди кольматационных озер карстовых воронок и котловин,

которые питаются в основном атмосферными осадками. Они располагаются обычно на водоразделах и высоких эрозионных террасах. В большинстве случаев в зоне избыточного увлажнения трудно установить, без соответствующих гидрогеологических исследований, наличие или отсутствие подземного стока из озера, поэтому часто бессточными называют озера, которые не имеют поверхностного стока (рис.65).

II. *Поверхностносточные озера* отличаются тем, что, кроме испарения, они имеют потерю воды путем поверхностного или подземного стока. Среди этой группы выделяются озера с поверхностным стоком в виде реки, которая при преобладании подземного питания имеет более или менее постоянный расход. При преимущественно атмосферном питании сток из озера происходит в периоды выпадения осадков или таяния снега, т. е. является перемежающимся.

К сточным с постоянным поверхностным стоком относятся ключевые озера равнин и горных районов, представляющие расширенные устья восходящих источников, питающихся напорными карстовыми водами. Эта группа озер была охарактеризована в разделе «Генетическая классификация озер карстовых районов».

Приведем данные о величине расходов некоторых поверхностносточных карстовых озер (табл. 27).

Таблица 27

Расходы ключевых карстовых озер

Название озера	Страна, район	Расход	Название озера	Страна, район	Расход
Церик-Кель	СССР, С. Кавказ	0,8 м ³ /сек	Глава Панега	Болгария	1,5—5 м ³ /сек
Красный Ключ	Башкирия	средн. 12— 15 м ³ /сек	Блаутопф	ФРГ, Швабская Юра	20—25 м ³ /сек
Оконское	Украина	110 л/сек	Хегауский Аах	“	7 м ³ /сек
Бирское	Башкирия	175 л/сек	Бездонное	ГДР, Тюринген ский бассейн	100 л/сек
Провалище	Приангарье	100—120 л/сек			

К ключевым поверхностносточным относятся озера Роголек в Пермской области, Провалище в Приангарье (Г. П. Вологодский, 1965), Теплое на Дальнем Востоке.

Оз. Провалище возникло в результате провала в 1829 г. Котловина его имеет глубину 35,5 м и поперечное сечение 5х9 м, в верхней части расширяющееся до 27 м. Озеро питается восходящими напорными водами, дающими сток с устойчивым дебитом 100—120 л/сек. Исключительно прозрачная вода его имеет аквамариново-зеленый цвет. Температура ее 3,5—4°,2. По составу вода хлоридно-натриево-сульфатно-кальциевая

с минерализацией 3,9—4,2 г/л, с запахом сероводорода. Общее количество растворенных солей, выносимых источником, достигает 13 000 т/год. В течение всей зимы озеро полностью не замерзает. Жители поселка Усть-Оса долгое время пользовались стоком из оз. Провалище, установив на протоке водяную мельницу.

Оз. Теплое имеет площадь акватории около 3 га. Максимальная глубина 3,4 м находится у западного берега, где со дна бьют подводные карстовые родники, питаемые водами из известняков нижнего кембрия. Температура воды озера в месте выхода ключей постоянна и равна 4°,4. На этом участке озеро в течение всей зимы не замерзает. Отсюда, вероятно, возникло и его название «Теплое», хотя температура воды низкая. Из озера вытекает небольшая речка, впадающая в р. Биру. Расход ее достигает 1 м³/сек летом и 0,3 м³/сек зимой. Летом вода имеет несколько меньшую минерализацию, чем зимой. Б. И. Бурдэ (1961) объясняет это дополнительным питанием озера в летний период грунтовыми водами из аллювия, уровень которых благодаря подпору р. Бирой высокий.

Озера с перемежающимся поверхностным стоком являются переходными между бессточными и сточными. Чаще всего сток из таких озер происходит периодически — в период высоких вод. В межень сток прекращается.

Озера с перемежающимся поверхностным стоком встречаются в Пермской области. Оз. Бурцевское соединяется с карстовым болотом ложбиной, которая летом бывает сухой. Весной уровень воды в озере повышается и вода переливается по ложбине в болото.

Для небольших карстовых озер в течение короткого периода могут наблюдаться резкие изменения уровней, объема воды, площади и условий стока. На равнине с.-в. Кузнецкого Алатау расположено оз. Третьяковское (И. В. Зыков, 1964). Поперечник его около 1 км, преобладающие глубины 1,5—2,5 м, наибольшая 5 м. Весной часть озерной воды стекает по ложбине в р. Серту, приток р. Кии в системе Оби. По опросным данным И. В. Зыков установил, что в начале 30-х годов стало наблюдаться снижение уровня озера. В 1934 г. вода сохранялась только в нескольких понижениях. Колхоз с. Третьякова часть сухого дна распахал, а остальную часть превратил в сенокосные угодья. Пять лет целостный водоем не существовал. В 1938 г. количество и площадь воды в понижениях дна котловины стали увеличиваться, а в 1939 г. сенокос и пахотный участок оказались под водой. В 1950 г. И. В. Зыков уже наблюдал это озеро. В 1962 г. было замечено, что в последние 2—3 года уровень воды оз. Третьяковского снова понижается.

Интересны озера с двухсторонним стоком как поверхностным, так и подземным. Условия для их возникновения имеются в горных районах. Оз. Черное в Югославии (Черногория), расположенное в горах Дурмитор (2522 м) на высоте 1450 м, состоит из Малого и Большого. Озера питаются карстовыми водами вышерасположенного Дурмитора. Вода из озера подземным путем стекает на юго-

запад в р. Комарник, питая родник Дубровска Врела. Запуск флуоресцеина в понор у озера 15 сентября 1963 г. подтвердил этот вывод. Скорость подземного потока из понора в родник Дубровский $0,021 \text{ м/сек}$ при разности отметок 738 м (Z. Besic, 1965).

На северо-восток из озера течет поверхностный поток, исчезающий через 3 км в понор. Эти воды, как показало окрашивание, появляются в Белых водах и в каньоне р. Тара. Скорость подземного потока при разности отметок 820 м составляет $0,0076 \text{ м/сек}$.

Озера с двухсторонним стоком имеются также в западном Юньнани (Китай). Оз. Ерхай имеет поверхностный сток в бассейн р. Меконга и подземный в р. Красную (J. Silar, 1961).

III. *Поверхностнопроточные озера* принимают реки и имеют сток. Сток чаще всего бывает поверхностным в виде рек, ручьев, но в некоторых карстовых озерах наблюдается также явно выраженный подземный сток. В проточных озерах обычно заметно течение, связанное с режимом впадающих и вытекающих рек.

В Башкирии И. К. Кудряшов выделяет русловые карстовые озера, причем реки, вытекающие из озер, могут исчезать в понорах.

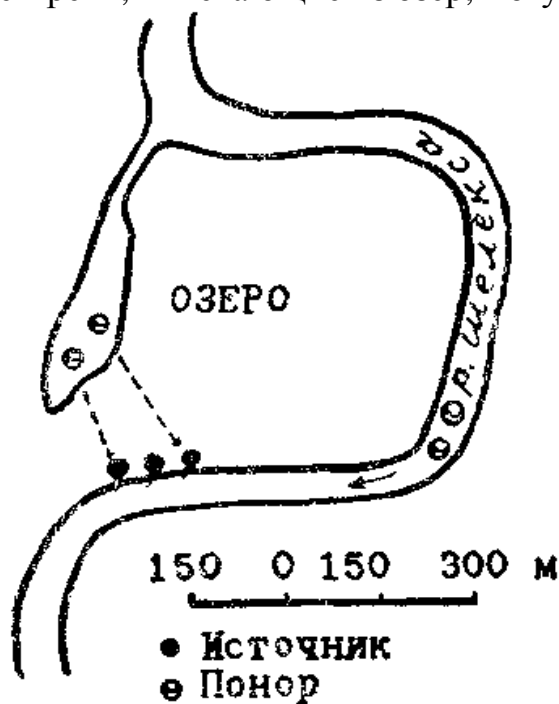


Рис. 66. Озеро с поглощающими понорами в излучине р. Шелексы по Н. П. Торсуеву (1964)

В Пермской области на пойме р. Исток (бассейн р. Косьвы) расположено оз. Калистовское, котловина которого состоит из трех воронок (К. Г. Бутырина, 1966). Через северную часть озера протекает р. Исток. Проточное оз. Волковое в долине р. Талой (бассейн р. Чусовой) также имеет сложную котловину.

Реже встречаются поверхностнопроточные ключевые озера, у которых расход вытекающих из озера рек больше, чем у впадающих.

В Марийской АССР р. Рутка, впадая в карстовое озеро, имеет расход 300 л/сек, а вытекая из него, характеризуется удвоенным расходом — до 600 л/сек. Прирост расхода в основном обусловлен подтоком карстовых вод со дна озера, расход которых достигает 300 л/сек. В оз. Юрдур впадает ручей с расходом 2 л/сек, а вытекающая из озера р. Вонча имеет уже расход 50 л/сек (А. В. Ступишин, 1967).

К ключевым поверхностнопроточным относится и оз. Белое в Пермской области, в которое впадает четыре небольших притока из соседних озер (рис. 57, 2). Из озера вытекает два ручья, а на дне его разгружаются соленые хлоридные воды. К поверхностнопроточным с подземным питанием и подземным стоком относятся некоторые крупные тектоно-карстовые озера, как например оз. Шкодер в Югославии.

IV. Поверхностноприточные озера с явно выраженным подземным стоком имеются на территории Онего-Северодвинского междуречья. Н. П. Торсуев (1964) описывает небольшое озеро (300×50 м) в нижнем течении р. Шелексы (рис. 66), питающееся речными водами. В южной части озера имеются три воронки, поглощающие до 3 м³/сек воды. Эта вода разгружается в виде источников по правому берегу реки. К поверхностноприточным озерам с подземным питанием и подземным стоком относятся многие сезонные озера в полях, принимающие реки, вода из которых поглощается понорами и пещерами.

V. Подземнопроточные озера встречаются сравнительно редко в карстовых районах. В Башкирии по данным И. К. Кудряшова такие озера есть у с. Бедеева Поляна (оз. Рыбное) и вблизи ст. Улу-Теляк.

Предлагаемая классификация карстовых озер по водному балансу (табл. 28) не исчерпывает всего их разнообразия.

В зависимости от *длительности* существования озера карстовых районов *подразделяются* на: а) постоянные, не исчезающие на памяти людей; б) систематически возникающие или сезонные, появляющиеся во влажные периоды года; в) эпизодически исчезающие за счет выноса водонепроницаемого материала из поноров или за счет провалов на дне котловин; г) эфемерные, возникающие в воронках и котловинах в периоды выпадения обильных осадков или быстрого таяния снега и имеющие кратковременное существование.

Особо необходимо отметить навсегда исчезнувшие ископаемые озера.

Систематически возникающие озера характерны для полей. Они существуют в течение 6—8 месяцев в году, когда подземный сток меньше приходной части водного баланса.

Интересной особенностью лимнологии карстовых районов являются эпизодически исчезающие озера. Они известны во многих районах европейской территории СССР. В качестве примера приведем одно такое озеро. Оз. Шерегородо, расположенное у д. Кончанское Новгородской области, имеет площадь около 6 км² и вытянуто в с.-в. направлении. На памяти местных жителей озерная котловина

Таблица 28

Классификация карстовых озер по водному балансу
(по Г. А. Максимовичу и К. А. Горбуновой)

Типы озер	Озера равнин	Озера горных областей
I. Бессточные	Кольматационные зоны поглощения	Высокогорные кольматационные зоны поглощения
II. Поверхностносточные		
а) с постоянным поверхностным стоком	Ключевые зоны разгрузки	Ключевые долинные и предгорные в зоне разгрузки
б) с перемежающимся поверхностным стоком	Ложбинные с сезонным стоком	Горные с сезонным стоком по ложбинам
в) с двухсторонним поверхностным и подземным стоком	—	Горные закарстованных междуречий
III. Поверхностнопроточные		
а) с питанием за счет поверхностных вод	Русловые	—
б) родниковые	Долинные	—
в) с подземным питанием и подземным стоком	—	Тектоно-карстовые
IV. Поверхностноприточные		
а) с подземным стоком	Долинные, ложбинные	—
б) с подземным питанием и подземным стоком	—	Озера полей
V. Подземнопроточные	Гидрогеологические окна	Гидрогеологические котлы

до 1940 г. была заполнена водой и значительных колебаний уровня не отмечалось. В 1938 и 1939 гг. в озере наблюдались довольно резкие сезонные колебания, а в феврале 1940 г. вода исчезла. На дне были обнаружены карстовые воронки и довольно разработанное меандрирующее русло. Это указывает, что оз. Шерегродро является типичным карстовым озером, непосредственно связанным с закарстованными серпуховскими известняками нижнего карбона. Отсутствие в течение длительного времени резких периодических колебаний уровня воды объясняется, по-видимому, сильным кольматажем воронок (А. Ф. Якушова, 1949).

В д. Залесная (Пермская область) находится очень живописное, эпизодически исчезающее озеро овальной формы длиной 82 м, шириной 62 м и глубиной 10 м. По сведениям местных жителей, вода

из него уходила в 1938 г. и частично весной 1953 г., когда на дне котловины остался слой воды в 1—1,5 м. Вода, по-видимому, уходила довольно быстро и в верхней осушенной части дна осталось большое количество рыбы. В течение лета этого же года озеро вновь наполнилось.

Исчезновение озер чаще всего связано с выносом материала из закольматированных понор. В некоторых случаях уход воды из озер с преимущественно подземным питанием объясняется изменением режима подземных вод в процессе развития карста.

Колебания уровней

Гидрометрические наблюдения обычно проводятся на крупных тектоно-карстовых озерах. По Д. Дукичу (1959) амплитуда экстремальных уровней тектоно-карстового оз. Шкодер у Доньей Плавницы в Югославии составляет 563 см (максимум 551 см — 19/XII — 1958 г. и минимум 12 см — IX, X — 1935 г.). Площадь водного зеркала изменялась от 391 км² до более 500 км² при максимальном уровне. Оз. Преспа, имеющее подземный сток в оз. Охридское, характеризуется амплитудой экстремальных уровней 278 см (максимальный 279 см — 3—8/VI—1948 г., минимальный 1 см — 25 и 31/X—1950 г.). Оз. Охридское, питающееся частично карстовыми водами, имеет амплитуду экстремальных уровней у Охрида 229 см (максим. 230 см — 1/1—1934 г., миним. 1 см — 22—28/XII—1928 г.).

Ранее отмечалось, что значительные амплитуды колебаний уровней воды имеют озера в глубоких котловинах вблизи полей, например оз. Црвено — 21,5 м, а периодически исчезающее оз. Голубое — 90 м.

Очень мало данных по гидрометрии многочисленных небольших карстовых озер. В литературе имеются данные о наблюдениях за режимом уровней карстового оз. Городно, находящегося на северозападном крыле Московской синеклизы, которые были проведены Боровичской метеорологической станцией. За период с 1931 г. по 1936 т. уровни ежегодно имели два максимума: весной — в апреле и мае и осенью — в ноябре и декабре. Отклонение максимального уровня от минимального было от 1,24 до 3,54 м из среднегодовых.

С 1937 г. по 1939 г. наблюдалось резкое колебание уровня воды озера. Снижение среднегодового уровня в оз. Городно в 1939 г. достигло 8,17 м по сравнению с 1933 г. В эти годы среднегодовое количество осадков уменьшилось на 123—193 мм, с чем, по-видимому, и связано падение уровней. Возможно, что происходили и изменения в кольматаже отдельных карстовых каналов, находящихся на дне озер и ниже (А. Ф. Якушова, 1949). Гидрометрический пост на оз. Городно существовал с 1929 г. по 1964 г., а затем был закрыт.

Наблюдения над режимом уровней велись в 1966 г. и ранее на озерах в районе Илецкого соляного купола. Колебания уровней составляли

(в м): оз. Развал — 0,4—0,5; Дунино — 2,06; Большое Городское — 0,5—1.

Колебания уровня, связанные с изменением объема воды в озерах, бывают периодическими, отражающими ход элементов водного баланса в течение года или более длительного периода, и непериодическими, зависящими от случайных изменений того или иного элемента баланса (Б. Б. Богословский, 1960). Периодические колебания вызываются климатическими причинами. Для карстовых озер большую роль играют условия питания, т. е. связь с подземными водами, наличие подземных каналов, по которым озеро сообщается с реками, а также форма и размеры котловин, их происхождение.

В зоне достаточного и избыточного увлажнения у карстовых озер с преимущественно атмосферным питанием максимальные уровни наблюдаются весной в период стока талых вод. Понижение уровня наблюдается летом, особенно в сухие периоды. Небольшие озера в наиболее сухое время года могут пересыхать. Осенние дожди вызывают небольшой подъем. Минимальные уровни бывают обычно в конце зимы.

У озер с преимущественно подземным питанием влияние метеорологических факторов на колебание уровней проявляется в меньшей степени. Н. С. Миллер (1965) отмечает, что в Брянской области у карстовых озер с шахтными котловинами, питающихся подземными водами, колебания уровня воды незначительны.

Интересные данные получены Н. И. Соколовым (1961) по режиму двух карстовых озер и источника, расположенных на северо-западе Сибирской платформы. Эпизодические наблюдения в течение пяти лет и стационарные — двух лет показали, что уровни двух озер имеют одинаковые отметки и колеблются синхронно. Дебит источника зависит от высоты стояния воды в озерах. Когда уровень воды в озерах падает ниже отметки источника, последний иссякает.

Уровень карстовых озер может изменяться синхронно уровням других водоемов при наличии подземной связи между ними. На Патомском нагорье ниже устья Бодайбо по правому берегу р. Витима расположена древняя долина Бодайбо. В одной из западин этой долины находится карстовое озеро длиной 75—100 м и шириной 50 м с крутыми высокими (до 20 м) берегами. Уровень воды в нем изменяется одновременно с колебаниями уровней в реках Витим и Бодайбо. Предполагают, что через подземные карстовые каналы дно озера имеет сообщение с водами этих рек (С. С. Коржуев, С. С. Николаев, 1957).

Непериодические колебания уровней карстовых озер связаны с уходом воды в открывшиеся поглощающие поноры, с провалами на дне озера. Например, на дне озера в д. Нижняя Одина в Пермской области в 1953 г. произошел провал, захвативший и часть берега. Уровень озера понизился, а сток из него прекратился. Наибольшая глубина озера — 19 м обнаружена в провале (К. А. Горбунова, 1965).

ТЕРМИНА КАРСТОВЫХ ОЗЕР

Термическое состояние озер зависит от климатических условий и погоды, динамики водных масс, обусловленной как воздействием метеорологических факторов и стока, так и размерами и формой озерной котловины (Б. Б. Богословский, 1960).

По температуре воды карстовые озера делятся на четыре группы:

	Т°, Ц
1) очень холодные	0—4
2) холодные	4—20
3) теплые	20—40
4) горячие	>40

Последние две категории чаще наблюдаются среди озер гидротермокарста.

Основным источником прихода тепла в озера является солнечная радиация. Проникновение солнечной радиации в глубины и распространение тепла в водной массе обусловлено термическими особенностями воды и движением озерных вод. Наиболее интенсивное поглощение солнечной радиации происходит в весьма тонком поверхностном слое водной массы.

Перенос тепла в глубины озера связан с двумя видами перемешивания вод: конвективным — вертикальным обменом частиц воды, связанным с разностью плотностей этих частиц, и фрикционным (турбулентным), возникающим в результате движения масс, вызванного каким-либо динамическим фактором (ветром, течениями).

В пресных озерах умеренной зоны наблюдается несколько типов термического режима. Поздней осенью в озерах устанавливается *обратная температурная стратификация*, т. е. поверхностные слои имеют низкие (близкие к 0°) температуры. В придонных слоях наблюдаются более высокие температуры (близкие к 4°). Зимой, когда лед озер покрыт снегом, теплообмен водной массы с атмосферой практически прекращается. Весной частицы воды в поверхностном слое нагреваются до температур близких к 4°, плотность их возрастает, возникает свободная конвекция. Свободная конвекция и ветровое перемешивание приводят озеро в состояние *весенней гомотермии* — наличию одинаковых температур, близких к 4° во всей водной массе. Гомотермия под влиянием динамических факторов может сохраняться и при более высоких температурах.

По мере нагревания поверхностных слоев воды возрастают вертикальные температурные градиенты и градиенты плотности. Летом в озерах устанавливается *прямая температурная стратификация*, характеризующаяся понижением температуры с глубиной. Во многих озерах выделяются термические зоны: *эпилимнион* — относительно нагретый верхний слой с очень незначительным

падением температуры с глубиной, *металимнион* — слой температурного скачка с резким падением температуры с глубиной, *гиполимнион* — нижняя относительно холодная зона с незначительным

Таблица 29

Температура вод оз. Церик-Кёль
(по И. Г. Кузнецову, 1928)

Глубина, м	Температура по Цельсию					
	Даты					
	4/IX—26	18/IX—26	21/IX—27	21/IX—27	22/IX—27	8/V—27
Точки замера	VIII	A	A	VIII	B	VIII
0	11,8	9,7	9,9	11,5	—	10,2
2,1	10,5	9,5	—	—	—	—
4,3	9,8	9,5	—	—	—	—
10,7	—	9,4	9,4	9,3	9,3	9,1
21,3	—	9,3	9,3	9,3	9,3	9,0
32,0	—	—	—	—	9,3	9,0
36,3	—	—	—	—	—	—
42,7	—	9,3	9,3	9,3	—	—
53,3	—	—	—	—	9,3	9,0
75	—	9,3	—	—	—	—
85	—	—	—	9,3	—	9,0
96	9,3	—	9,3	—	9,3	—
107	—	9,3	—	—	—	—
128	—	—	—	9,3	—	9,0
139	—	—	—	—	9,3	—
149	—	—	—	—	—	9,0
160	—	9,3	9,3	—	—	—
171	—	—	—	9,3	—	8,7
181	—	—	—	—	9,3	8,0
186	—	—	—	9,3	—	—
198	—	—	—	—	—	—
213	—	9,3	—	—	9,3	—
235	—	—	—	—	9,3	—
248	—	9,3	—	—	—	—
256	—	—	9,3	—	—	—
Воздуха	14,5	12,0	13,0—16,5	16,5	15,0	11,0—13,8

понижением температуры с глубиной. Положение металимниона зависит от степени нагрева поверхностных слоев воды, силы ветра и морфологии котловины. Мощность эпилимниона обычно достигает 2—10 м, а в сильно перемешиваемых озерах 18—20 м. Металимнион занимает слой от нескольких дециметров до 2—7 м и в редких случаях — до нескольких десятков метров. Термические зоны озер отличаются по химическому, газовому и биологическому режиму, так как при значительных градиентах плотности воды обмен между ними затруднен.

Карстовые озера благодаря разнообразию условий питания отличаются различными типами термического режима. Наряду с обычными типами, характерными для некарстовых озер, в них наблюдается и своеобразный температурный режим. Примером может служить оз. Церик-Кёль на Северном Кавказе, обладающее наибольшей глубиной 258 м. Температура в летние месяцы с глубины 10 м довольно постоянная $+9^{\circ},3$. Только в мае она была несколько ниже $8^{\circ},0$ — $9^{\circ},1$, причем этот замер произведен у восточной стенки, где глубина карстовой шахты 186 м. Глубина прогревания вод составляет около 10 м (табл. 29). Увеличение температуры в летние месяцы составляет всего $0^{\circ},4$ — $0^{\circ},6$, достигая $2^{\circ},2$.

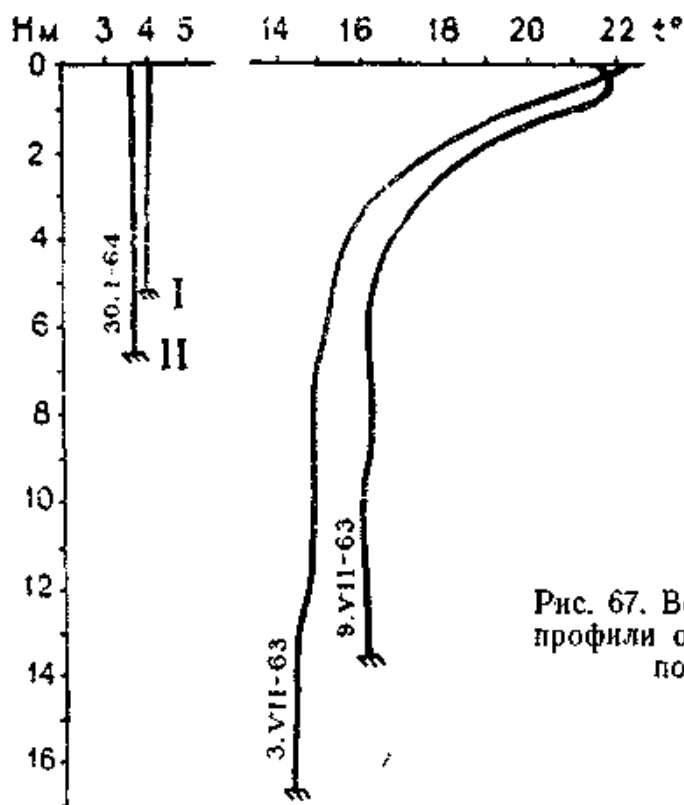


Рис. 67. Вертикальные температурные профили оз. Кримского в Югославии по Ф. Берноту (1965)

Детальные измерения температур электротермометром были произведены на небольшом карстовом озере, расположенном у подножья горы Крим южнее г. Любляны в Югославии (F. Bernot, 1965).

3 июля 1963 г. температура озерной воды уменьшалась до глубины 3 м быстро, затем до 6 м — медленнее и с глубины 6 м до дна (16,6 м) упала только на $0^{\circ},8$. На глубине 7—12 м и 15,0—16,6 м отмечена изотермия (рис. 67). Подобное же изменение температуры

**Данные о температуре воды в оз. Кримском (Югославия)
по Ф. Берноту (1965)**

Глубина, м	Дата			
	3 июля 1963	9 июля 1963	30 января 1964	
			І лед 5 см	ІІ лед 3 см
0,1	22,1	21,8	4,1	3,6
0,2	21,7	21,9	—	—
0,3	—	21,8	—	—
0,5	20,9	22,0	—	—
1,0	19,6	21,1	4,1	3,7
1,5	18,5	19,3	—	—
2,0	17,5	18,5	4,1	3,9
2,5	17,1	18,2	—	---
3,0	16,4	17,6	4,1	3,9
3,5	16,0	17,3	—	—
4,0	15,7	16,7	4,1	3,9
4,5	15,4	16,4	—	—
5,0	15,4	16,4	4,0	3,9
5,3	—	—	4,0	—
5,5	15,3	16,2	дно	—
6,0	15,3	16,2	—	3,9
6,5	15,1	—	—	3,9
7,0	14,9	16,3	—	дно
7,5	15,0	—	—	
8,0	14,9	16,3		
9,0	14,9	16,3		
10,0	14,9	16,2		
11,0	14,9	16,2		
12,0	14,9	16,1		
13,0	14,6	16,1		
13,4	—	16,1		
14,0	14,6	дно		
15,0	14,5			
15,5	—			
16,0	14,5			
16,6	14,5	дно		

было установлено 9 июля. От поверхности до глубины 0,5 м она незначительно увеличилась на $0^{\circ},2$, затем резко упала до глубины 4,5 м и глубже до 13,4 м уменьшилась только на $0^{\circ},3$. 30 января 1964 г., когда более половины озера было покрыто льдом, произведено два замера. В первой точке, где толщина льда была 5 см, температура до глубины 4,5 м была $4^{\circ},1$, затем у дна (5,3 м) уменьшилась до $4^{\circ},0$. Во второй точке толщина льда была 3 см. Температура до глубины 2 м возрастала с $3^{\circ},6$ до $3^{\circ},9$, а глубже отмечалась изотермия (табл. 30).

Таким образом, летом в оз. Кримском устанавливается прямая температурная стратификация. При низких январских температурах в озере наблюдается переход к гомотермии и обратной температурной стратификации с малыми различиями температур.

В июне — июле 1964—1965 гг. К. Г. Бутырина и Р. В. Яценко (1967) произвели замеры температур воды по вертикали в 34 озерах Полазнинско-Шалашнинского и Соликамского карстовых районов Пермской области. Летом в большинстве озер устанавливается прямая стратификация с разной степенью выраженности вертикальных термических зон. По температурным условиям указанные исследователи делят озера на несколько групп (рис. 68).

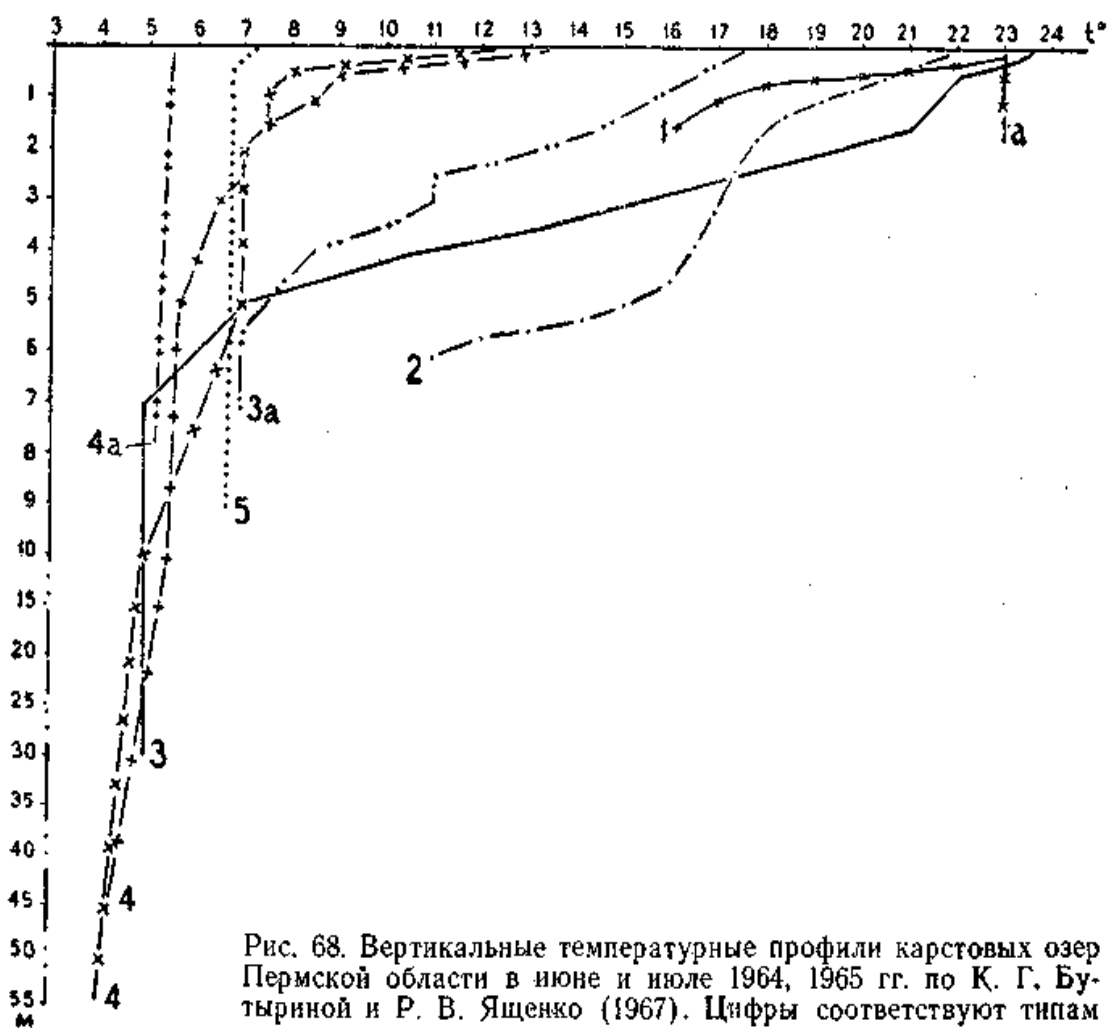


Рис. 68. Вертикальные температурные профили карстовых озер Пермской области в июне и июле 1964, 1965 гг. по К. Г. Бутыриной и Р. В. Яценко (1967). Цифры соответствуют типам озер

1. Мелкие озера с глубиной до 2—4 м, имеющие преимущественно атмосферное питание, характеризуются отсутствием термических зон. Температура воды поверхностного слоя на 3—6° ниже температуры окружающего воздуха. Разность температур поверхностных и придонных слоев воды достигает 3—7°. Градиенты изменения температур сверху вниз составляют от 2—3° до 1° на 1 м. К этой группе принадлежит большая часть карстовых озер.

2. Озера с глубиной 5—13 м и атмосферно-грунтовым питанием не имеют четко выраженных термических зон. В озерах с глубиной более 7—8 м (оз. в д. Залесной, озера Сырник, Трошково) в интервале 1,5—2 м выделяется температурный скачок, равный 5°. Температура поверхностного слоя на 3—4° ниже температуры воздуха, а в придонных слоях она равна 6—11°. Разность температур поверхностных и придонных слоев 11—15°. Градиенты изменения температур до глубины 2 м составляют 2—4°, глубже — 0°,5—1° на 1 м.

3. Глубокие озера (до 30 м) со смешанным атмосферно-грунтовым питанием (Большое, Нов. Провал, Безымянное) характеризуются четким делением водной массы на термические зоны: эпи-, мета- и гипolimнион. Температура поверхностных слоев воды на 1—2° ниже температуры воздуха. Разность температур поверхностных и придонных слоев составляет 16°—17°,5. Падение температуры в эпилимнионе незначительное. В слое температурного скачка градиенты изменения температуры резко возрастают и составляют 3°—6° на 1 м, в слое 5—10 м уменьшаются до десятых долей градуса на 1 м. С глубины 10 м до дна температура равна 7°,5. По ходу изменения температуры эта группа озер аналогична детально изученному карстовому озеру у Крима в Югославии.

4. Озера Белое, Черное, Роголек, Каменка, Шалашнинское и Большое в Озерной депрессии питаются восходящими карстовыми водами. В гипolimнионе (глубже 5 м) градиенты изменения температур определяются десятками долями градуса на 10 м. Влияние карстовых вод распространяется до поверхности озер. Поверхностные слои воды в середине лета остаются слабо нагретыми (7°,5—13°). Разность температур между поверхностными и придонными слоями составляет от 3°—4° (Роголек, Шалашнинское) до 9° (Белое, Черное). В оз. Каменка вся толща воды имеет гомотермию (5°,5—5°).

Озера Бояновское и Водяной Гурган, расположенные в бассейне р. Вильвы, по термическому режиму занимают промежуточное положение между озерами третьей и четвертой групп. Поверхностный слой сильно прогревается и на 2—4° ниже температуры воздуха. В придонном слое температура низкая (4—5°).

5. Озера с преимущественно атмосферным питанием, покрытые сплавной, характеризуются низкими температурами всей толщи воды. На оз. 7 в д. Кулигино, почти сплошь покрытом сплавной, наблюдается гомотермия. Между тем в «окнах», находящихся в прибрежной полосе, температура поверхностного слоя на 11° выше, чем под сплавной. В небольшом «окне», расположенном в центре

оз. Малое, поверхностный слой имеет температуру, близкую к температуре воздуха, а с глубины 4—5 м до дна — 5°.

Свободно плавающая водная растительность также оказывает влияние на распределение температур по профилю и на поверхности озер. В оз. Савушкин Ложок, поверхность которого покрыта ряской и водяным мхом, на глубине 12 м температура на 3°,5 ниже, чем на той же глубине в оз. Большое. Между тем эти озера соединены протокой.

Некоторые озера зарастают от берегов. На оз. Белом вблизи берегов, заросших осокой, камышом, кувшинками, ряской и другими растениями, температура воды на 5—6° выше, чем на участках со свободной водной поверхностью.

Зимой озера покрываются льдом. Выход карстовых вод на дне оз. Каменка и Роголек препятствует льдообразованию в течение всей зимы. Непродолжительное время удерживается ледяной покров на оз. Белом. Здесь 20—21 марта 1966 г. лед, лишенный снегового покрова, имел ноздреватое строение, распадался на отдельные кристаллы и занимал меньше половины площади озера. Это явление объясняется притоком в озеро минерализованных карстовых вод хлоридно-натриевого состава, разрушающих ледяной покров.

Некоторые карстовые озера, питающиеся напорными карстовыми водами, не замерзают даже в сильные морозы. На правом берегу р. Оки у д. Венец в окрестностях г. Дзержинска (Горьковская область) расположено оз. Оклина площадью до 5000 м² (Н. А. Прозорова, 1962). Со дна озерной котловины, представляющей многочисленные воронки, поступают напорные воды с постоянной температурой 6°, что препятствует замерзанию озера даже в сильные морозы. Из озера вытекает ручей со значительным расходом. Химический анализ воды от 5 августа 1959 г. показал, что состав ее сульфатно-кальциевый при минерализации 2,4 г/л.

Весьма своеобразны температурные условия озер в районе Илецкого соляного купола (А. И. Дзенс-Литовский, 1953). Антропогенно-карстовое соляное оз. Развал обладает наибольшей глубиной 20,5 м у западного берега.

Температура рапы на поверхности озера в течение года составляет от +38°,5 летом до — 21°,5 зимой. Резкие колебания температуры испытывают только поверхностные слои рапы до глубины 3 м. На глубине 3—7 м еще наблюдаются некоторые колебания температуры в течение года. Летом слой с температурой 0° и ниже в западной глубокой части находится на глубине 3,5 м, а в восточной более мелкой — на 4,5—5 м. Данные о режиме температур приведены в табл. 31.

В феврале 1938 г. впервые в зимнее время произвели замеры температуры рапы через 1 м глубины. Наибольшие колебания температуры во всей толще рапы составляли всего 1°. От поверхности озера до глубины 5 м температура колебалась в пределах от 9 до 9°,8. С глубины 5 м и до дна (20,5 м) была постоянная температура — 10°.

Режим температуры рапы оз. Развал
(по А. И. Дзенс-Литовскому, 1953)

Глубина, м	25/VIII 1936		25/VII 1937		1/II 1938	2/II 1938	25/VI 1938		25/VII 1938	25/VIII 1939
0	+23.3°	+27.5°	+26.4°	+26.9°	−10.7°	−9.6°	+24.5°	+24.7°	4-24.5°	+27.3°
1	+17.2	+23.6	+24.1	+24.5	−9.2	−9.6	+21.2	+21.2	+23.8	+20.8
2	+17.0	+23.1	+23.6	+23.1	−9.3	−9.7	+19.4	+21.2	+22.4	+20.2
3	+16.9	+20.2	+9.2	+ 8.1	−9.3	−9.7	+10.1	+10.0	+19.4	+20.0
4	−2.0	−2.2	−3.2	−4.2	−10.0	−9.7	−3.5	−4.4	−3.8	−1.4
5	−2.2	−2.2	−3.8	−4.2	−10.0	−9.8	−4.3	−5.8	−4.2	−1.2
6	−2.4	−2.0	−3.8	−4.4	−10.0	−10.0	−5.8	−6.0	−4.8	−1.1
7	−2.6	−2.0	−4.2	−4.8	−10.0	−10.0	−6.6	−6.2	−6.2	−1.3
8	−2.8	−2.4	−4.8	−4.9	−10.0	−10.0	−6.9	−8.0	−7.2	−1.4
9	−5.2	−5.4	−5.6	−5.6	−10.0	−10.0	−6.9	−8.0	−7.9	−4.8
10	−5.7	−6.4	−5.9	−6.2	−10.0	−10.0	−7.5	−8.4	−8.0	−5.7
11	−6.5	−6.3	−6.2	−6.2	−10.0	−10.0	−8.1	−8.2	−8.2	−6.1
12	−6.7	−6.8	−6.5	−6.8	−10.0	−10.0	−8.2	−8.3	−8.8	−6.2
13	−6.9	−7.0	−7.0	−7.3	−10.0	−10.0	−8.2	−8.3	−9.0	−6.4
14	−7.0	−7.0	−7.2	−7.3	−10.0	−10.0	−8.3	−8.3	−9.2	−6.5
15	−7.1	−7.0	−7.4	−7.3	−10.0	−10.0	−8.5	−8.4	−9.2	−6.9
16	−7.2	−7.1	−7.9	−8.1	−10.0	−10.0	−8.9	−8.4	−9.4	−7.7
17	−8.0	−8.2	−8.5	−8.5	−10.0	−10.0	−9.1	−8.5	−9.5	−8.3
18	—	−8.5	—	−9.2	−10.0	−10.0	—	−8.7	—	−8.5

В феврале 1950 г. температура на поверхности рапы была $-20^{\circ},5$, а на дне $-21^{\circ},5$.

Кривая летнего хода температур в июле — августе отмечает слой скачка между глубинами 3 и 4 м, где температура резко понижается на 13° — 20° и более. Зимой слой скачка не наблюдается (рис. 69). Низкая зимняя температура в поверхностных слоях рапы обуславливает кристаллизацию бигидрата хлористого натрия по всей прибрежной полосе озера. Зимой вся масса рапы озера охлаждается до -16° и -20° , а в особенно холодные зимы и ниже. Летом только верхняя 3,5—4 метровая толща рапы прогревается до температуры выше 0° (рис. 70). Исключение составляет более мелкая восточная часть озера, где к осени прогревание выше 0° наблюдается до глубины 5 м. Ниже этих глубин рапа весь год имеет отрицательную температуру.

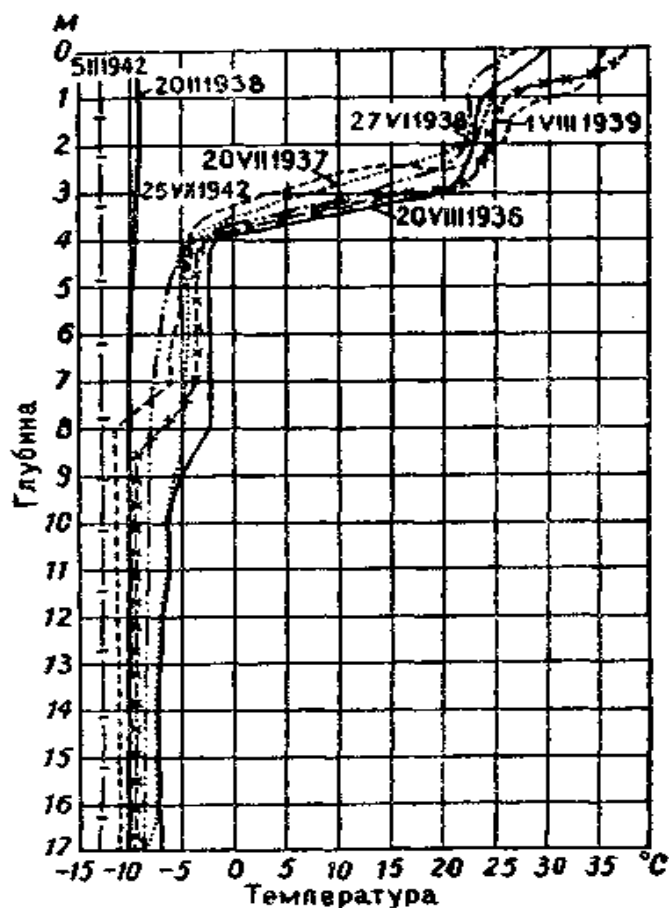


Рис. 69. Температуры оз. Развал в 1936—1939 гг. по А. И. Дзенс-Литовскому (1953)

Подробно изучивший озеро А. И. Дзенс-Литовский (1953) считает, что причины наличия отрицательных температур рапы на глубинах 3,5—4,5 и более метров в летнее время следующие: 1) высокая концентрация рапы; 2) охлаждение поверхностных слоев рапы зимой до -20° и более; 3) образование зимой кристаллов бигидрата хлористого натрия; 4) почти полное отсутствие в летнее время конвекционных токов в рапе, что исключает прогревание глубинной рапы; 5) небольшая теплопроводность рапы, в результате чего глубина

прогреваемого слоя не превышает 7 м; 6) значительная глубина озера и отсутствие динамического перемещения способствуют сохранению в течение лета с глубины 3,5—5 м и до дна отрицательных температур, до которых рапа охлаждалась в зимний период.

Отрицательные температуры придонной рапы круглый год наблюдаются и в оз. Дунино, максимальная глубина которого 4,7 м, а обычная — 2 м.

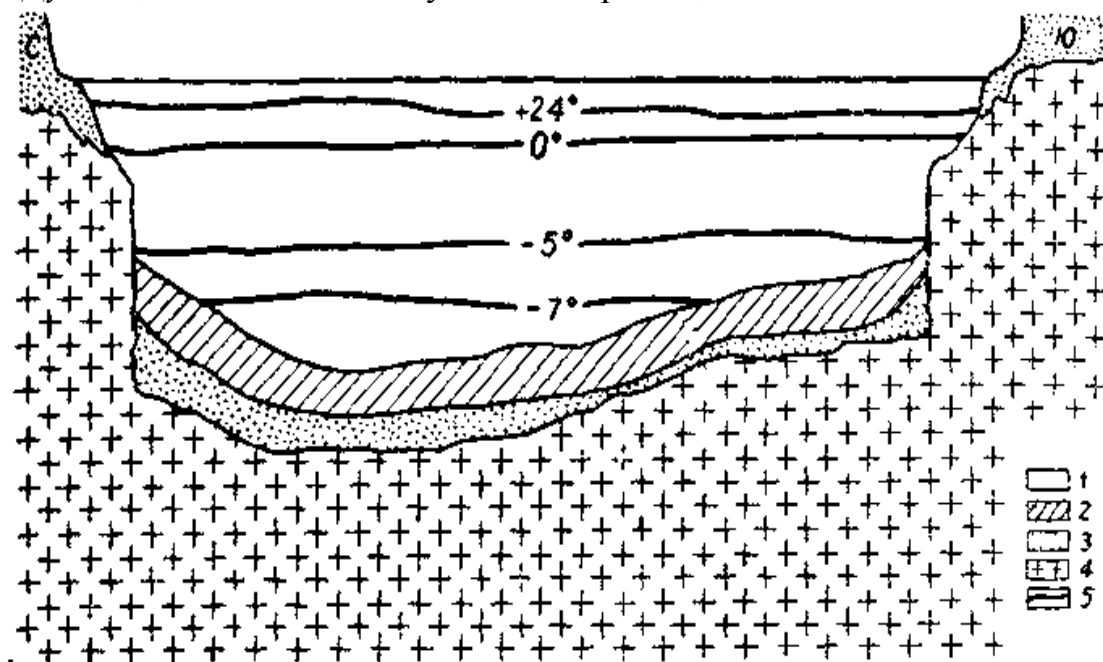


Рис. 70. Летние изотермы рапы в оз. Развал по А. И. Дзенс-Литовскому (1953): 1 — рапа, 2 — бигдрат хлористого натрия — $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$; 3 — пески и супеси, 4 — каменная соль, 5 — изотермы 1 августа 1937 г.

В мелком же оз. Тузлучном, наибольшая глубина которого в летние месяцы 0,5—0,6 м, а преобладающие глубины 0,2—0,3 м, летом температура рапы на поверхности +25—(+30)°, а у дна доходит до +55—(+60)°. Донные илы под рапой обладают температурой до +67°.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОД КАРСТОВЫХ ОЗЕР

Основные факторы формирования химического состава вод карстовых озер. Химический состав озерных вод определяется комплексом климатических, гидрологических, гидрогеологических, геологических, почвенных, биологических и других условий бассейна водосбора и самого озера. Карстовые озера подчиняются общим закономерностям формирования химического состава природных вод.

Воды данной озерной котловины в зависимости от местных условий могут обладать однородным или неоднородным химическим составом, характеризуясь одной, двумя или несколькими гидрохимическими фациями.

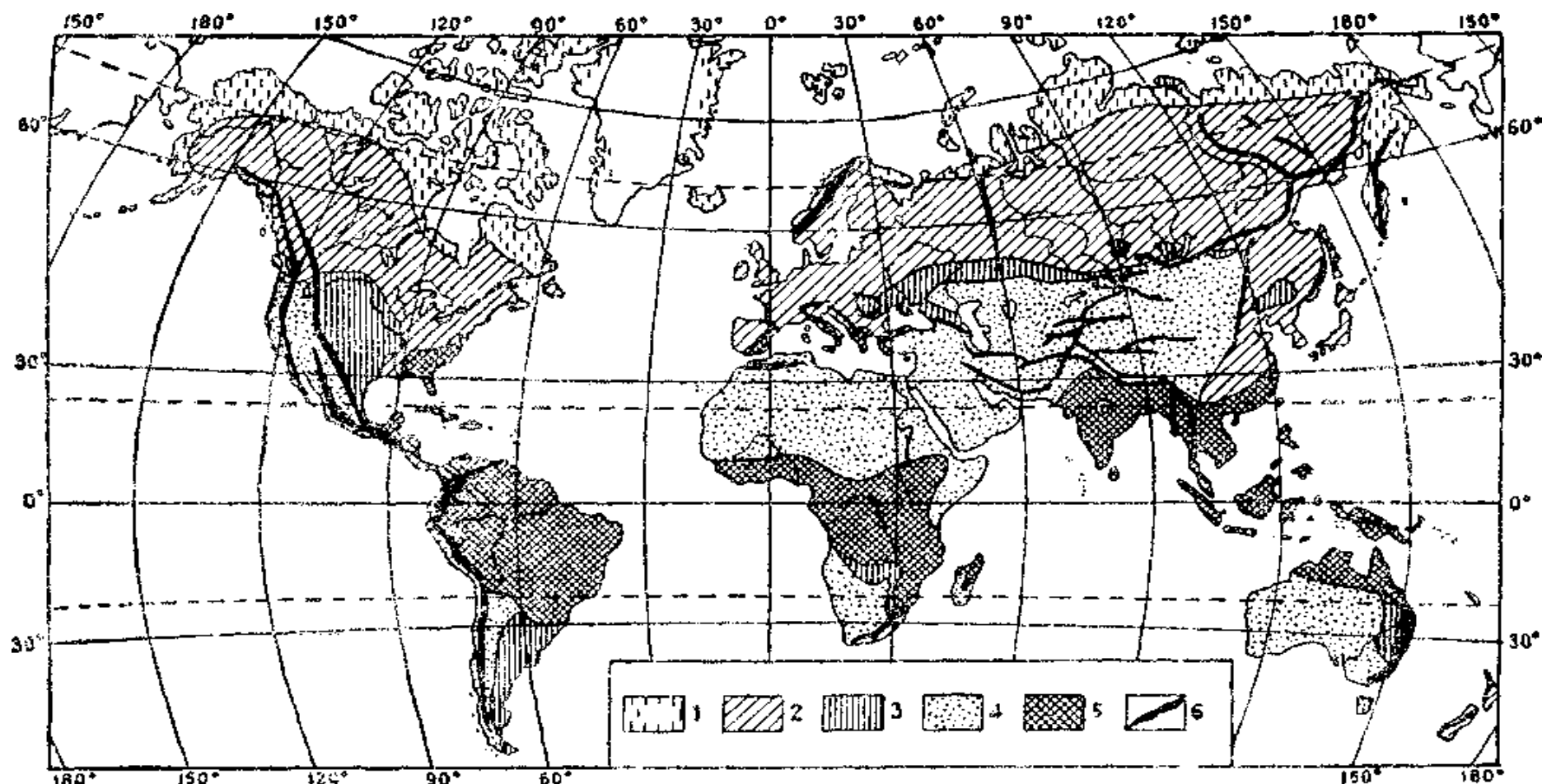


Рис. 71. Схематическая карта зон гидрохимических фаций озерных вод (Г. А. Максимович, 1955): 1 — зоны вероятного преобладания силикатных (кремнеземных) и гидрокарбонатно-силикатных (кремнеземных) гидрохимических фаций богатых органическим веществом озерных вод тундр; 2 — зоны преобладания гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций озер лесного пояса; 3 — зоны преобладания сульфатных, натриевых, гидрокарбонатно-натриевых гидрохимических фаций слабо развитых озер степей; 4 — зоны преобладания хлоридно-натриевых гидрохимических фаций озер полупустынь и пустынь; 5 — зона преобладания гидрокарбонатно-силикатных (кремнеземных) и силикатных (?) гидрохимических фаций богатых органическим веществом озер тропиков и субтропиков; 6 — горы

Гидрохимическая фация — это озерный водоем или какая-то его часть, воды которых на всем протяжении обладают одинаковыми гидрохимическими свойствами, определяемыми по преобладанию одних и тех же растворенных веществ (ионов, коллоидов). Концентрация и минеральный состав вод такого водоема или какой-то его части могут изменяться в известных пределах, однако преобладание одних и тех же веществ сохраняется (Г. А. Максимович, 1955).

Гидрохимические фации озерных, так же как и речных, вод определяются по двум, трем и более преобладающим по весу компонентам, а название дается в порядке убывания их значения.

По первому преобладающему по весу компоненту они объединяются в группы или гидрохимические формации: кремнеземную (силикатную), гидрокарбонатную, сульфатную и хлоридную.

Гидрохимическая фация, как типовой комплекс преобладающих растворенных веществ, обусловлена прежде всего географической зоной, т. е. закономерно сочетающимся комплексом факторов климатических, почвенных, гидрологических, геологических, гидрогеологических и гидробиологических, определяющих условия формирования химического состава озерных вод. Гидрохимические фации озерных вод обладают широтной зональностью и вертикальной поясностью. На суше выделяется восемь основных широтных гидрохимических зон (рис. 71).

I. Зона тундры с вероятным преобладанием обогащенных органическим веществом силикатных (кремнеземных) и гидрокарбонатно-силикатных (кремнеземных) гидрохимических фаций озер северного полушария. В южном (океаническом) полушарии аналогичная зона практически не развита.

II—III. Зоны лесного пояса с преобладанием гидрокарбонатных (гидрокарбонатно-кальциевых) гидрохимических фаций озер северного и, в меньшей степени, южного полушарий.

IV—V. Зоны степей с преобладанием сульфатных, гидрокарбонатно-натриевых и хлоридно-натриевых гидрохимических фаций озер северного и южного полушарий.

VI—VII. Зоны пустынь (и полупустынь) с преобладанием хлоридно-натриевых гидрохимических фаций озер северного и южного полушарий.

VIII. Зона тропиков (и субтропиков) с преобладанием обогащенных органическим веществом силикатных (кремнеземных) и гидрокарбонатно-силикатных (кремнеземных) гидрохимических фаций озер.

Вертикальная гидрохимическая поясность недостаточно изучена. В высокогорном поясе преобладают силикатные (кремнеземные) и гидрокарбонатно-силикатные (кремнеземные) гидрохимические фации. В более низких поясах закономерная смена гидрохимических фаций не универсальна. Она зависит от местных геологических, гидрогеологических, климатических и других условий (Г. А. Максимович, 1944, 1945, 1955).

Кроме зональных факторов на состав озерных вод влияют местные или автономные условия. Для карстовых озер это в первую очередь литологический состав. Озера гипсового и соляного карста, питающиеся карстовыми водами, имеют автономный литологически и гидрогеологически обусловленный состав, часто не характерный для данной широтной зоны. На состав карстовых озер оказывают влияние и другие местные факторы (К. А. Горбунова 1959, 1963; Г. А. Максимович, 1961).

По минерализации (г/л) озерные воды подразделяются на: пресные <1, солоноватые 1—10, соленые 10—50 и рассолы >50 г/л. Пресные озера в свою очередь делятся на: ультрапресные

Таблица 32

Количество карстовых озер с водами разного состава в Пермской области

(К. А. Горбунова, К. Г. Бутырина, Р. В. Яценко 1967)

Район, участок	Озера		Всего проб	Гидроформации			Минерализация, г/л		
	Все	Опробованное		HCO ₃	SO ₄	Cl	До 1	1—3	3—25
I. Верхнепечорский	17	6	6	1	—	5	1	1	4
II. Соликамский									
Нижнекосьвинский	22	18	52	9	6	3	10	5	3
Таборский	16	9	14	5	4	—	5	4	—
III. Полазнинско-Шалашнинский									
Чусовской мыс	31	31	206	31	—	—	31	—	—
Полазнинский	24	7	36	7	—	—	7	—	—
Шалашнинский	29	7	21	3	4	—	4	3	—
IV. Кишертско-Суксунский									
Северный	39	26	27	26	—	—	26	—	—
Средний	73	64	140	60	4	—	62	2	—
Южный	25	8	8	8	—	—	8	—	—
V. Сылвинско-Иренский									
Иренский	46	43	149	41	2	—	42	1	—
Всего	322	219	659	191	20	8	196	16	7

Таблица 33

Химический состав карстовых озер Среднего Поволжья по данным М. С. Кавеева, А. В. Ступишина (1967)

№ озера	Местоположение ¹	Минерализация , мг/л	HCO ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na + K	pH	Окисляемость, O ₂ мг/л	Жесткость, мг- экв	SiO ₂	R ₂ O ₃
1	Столбищенский р-н, озеро Чистое	42,78	15,13	6,58	2,75	2,43	0,52	4,57	7,66	4,8	0,16	7,6	3,2
2	Юдинский р-н, оз. Голубое	2386,15	284,16	<u>1421,32</u>	15,05	569,68	68,83	27,11	6,91	1,8	34,1	—	—
3	д. Тюбьяк-Чекурча	88,94	<u>60,61</u>	—	2,52	18,19	3,14	—	6,98	7,2	1,17	4,4	0,8
4	Совхоз «Кр. Восток»	119,37	<u>72,0</u>	4,11	9,13	12,14	2,05	9,94	7,17	4,84	0,77	10,0	—
5	д. Новое Мордово	116,0	<u>36,52</u>	29,62	14,1	9,3	—	26,7	6,6	14,01	0,46	—	—
6	д. Мещеряково, оз. Конопляное	95,89	<u>36,11</u>	26,34	—	10,36	1,09	11,0	7,1	12,04	0,61	10,0	0,99
7	д. Ямбухтино	117,56	<u>78,84</u>	11,52	2,82	12,58	—	11,8	6,85	—	0,63	—	—
8	д. Ямбухтино	35,22	<u>24,24</u>	—	1,77	6,0	0,22	2,99	6,86	4,2	0,32	—	—
9	д. Аткузино	235,05	<u>160,58</u>	1,65	—	44,3	6,02	—	7,26	12,54	2,7	21,0	1,5
10	д. Салауш	86,89	<u>43,4</u>	5,76	1,42	9,26	1,75	7,70	6,86	12,8	0,6	10,4	7,2
11	д. Ронгазар	179,61	<u>130,2</u>	2,47	1,95	38,22	2,1	4,67	6,7	8,0	2,08	5,6	2,8
12	д. Травкино	27,14	<u>18,17</u>	2,06	1,37	1,53	4,01	—	6,98	—	0,33	—	—
13	Д. Яманаки	139,09	<u>100,5</u>	1,65	2,07	28,48	1,09	5,3	7,76	13,89	1,51	—	—
14	д. Мари-Шоу	30,64	<u>21,19</u>	—	1,72	7,01	0,11	0,61	6,45	57,72	0,36	—	—
15	Пезмучаш, 14/IV-54	318	237,9	нет	7,5	62,6	9,6	—	—	—	3,91	—	—
16	Морской Глаз, 14/IV-54	285	207,4	9,9	9,7	53,9	3,9	—	—	—	3,01	—	—

Окончание табл. 33

№ озера	Местоположение ¹	Минерализация, мг/л	HCO ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na + K	pH	Окисляемость, O ₂ мг/л	Жесткость, мг- экв	SiO ₂	R ₂ O ₃
17	Провальное, 5/VIII-59	155,6	115,9	—	3,6	30,0	6,1	—	—	—	2,5	—	—
18	Голубое, г. Казань, гл. 2,6 м	1960	—	1361,2	12,9	547,0	39,7	—	—	—	30,56	—	—
19	Голубое (Вад), 30/VI-33 г.	1402	324	<u>694</u>	3,5	324	35	18	—	—	19,05	—	—

¹ Анализы 1—12, 17, 18 озер Татарской, 13 — Чувашской, 14—16 Марийской автономных советских социалистических республик; 19 — Горьковской области. Подчеркнуты преобладающие ионы

с минерализацией до 100 мг/л, с малой от 100 до 200, с средней от 200 до 500 и с повышенной минерализацией от 500 до 1000 мг/л.

В качестве примера влияния различных факторов на химический состав вод карстовых озер рассмотрим Пермскую область, расположенную в пределах широтной зоны преобладания гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций озер лесного пояса северного полушария (К. А. Горбунова, К. Г. Бутырина, Р. В. Яценко, 1967). Здесь из 219 гидрохимически охарактеризованных озер районов карбонатно-гипсового, гипсового и соляно-гипсового карста около 190 имеют гидрокарбонатно-кальциевый, реже гидрокарбонатно-натриевый состав и минерализацию не более 1 г/л (табл. 32). Состав остальных озер определяется литолого-гидрогеологическими факторами.

В районах карбонатно-гипсового и гипсово-карбонатного карста Среднего Поволжья преобладают ультрапресные и пресные озера. Из 19 гидрохимически охарактеризованных озер 13 имеют минерализацию воды до 200 мг/л, два озера (Морской Глаз и Пезмучаш) соответственно 285 и 318 мг/л. Состав вод этих озер преимущественно гидрокарбонатно-кальциевый, реже гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевый (А. В. Ступишин, 1967). Остальные озера отличаются повышенной минерализацией и сульфатно-кальциевым составом за счет притока в них подземных вод (табл. 33).

На состав вод карстовых озер значительное влияние оказывают автономные геологические, гидрогеологические и гидрологические факторы, т. е. состав пород, слагающих озерный бассейн, состав питающих озеро вод, особенно карстовых.

Тип воды	Минерализация, мг/л	Гидрохимическая фация	Дата обследования
Атмосферные осадки	15	HCO ₃ —Ca	VI. 1955
Грунтовые воды			
с. Усть-Кишерть	552—1925	HCO ₃ —Ca, HCO ₃ —SO ₄ , SO ₄ —HCO ₃	VI. 1958
д. Зуево	519—2233	HCO ₃ —Ca, HCO ₃ —SO ₄ , SO ₄ —HCO ₃	VI. 1958
Карстовые воды			
ист. у д. Зуево	2615	SO ₄ —Ca	VII. 1958
ист. у д. Низкое	2345—1800	SO ₄ —Ca, SO ₄ —HCO ₃ —Ca	VI. 1958
скв. у д. Гарино	2438	SO ₄ —Ca	1960
Трещинно-пластовые воды			
ист. у оз. Лапаево	917	HCO ₃ —SO ₄	VI. 1958
ист. у оз. Дикого	476	HCO ₃ —Ca	VII. 1958

Влияние условий питания на химический состав вод карстовых озер показано К. А. Горбуновой (1963) на примере Кишертско-Суксунского района гипсового карста в Пермской области. Источниками питания бессточных карстовых озер здесь являются атмосферные осадки, воды поверхностного стока, грунтовые и карстовые воды. Меньшую роль играют трещинно-пластовые воды мергелей и песчаников, местами загипсованных.

Приведем данные о составе различных типов вод, питающих карстовые озера (табл., стр. 318).

Минерализация дождевых вод в районе с. Усть-Кишерт не превышает 15 мг/л, а снега — 10 мг/л (Г. А. Максимович, И. М. Тюрина, 1967). Состав их гидрокарбонатно-кальциевый. Минерализация грунтовых вод изменяется от 519 до 2233 мг/л в местах подтока сульфатных карстовых вод. Состав их пестрый. Наиболее высокую минерализацию и сульфатно-кальциевый состав имеют карстовые воды сульфатных отложений. Источники, вытекающие из мергелей и песчаников, отличаются различной минерализацией в зависимости от загипсованности этих отложений.

Преобладающий источник питания	Дата обследования	Название озера	Минерализация, мг/л	Состав
Карстовые воды (К)	17/VI 1958	Зуевское	2076	SO ₄ —Ca
	7/VIII 1957	Светлая Яма	1525	SO ₄ —Ca
Грунтовые воды (Г)	13/III 1958	Молебное	424	HCO ₃ —SO ₄
	13/III 1958	Провал	461	HCO ₃ —SO ₄
Атмосферные осадки (А)	1/VI 1958	Лысково	84	HCO ₃ —Ca
	18/VI 1958	Провал у д. Пеньки	67	HCO ₃ —SO ₄
	6/VII 1958	Советинское 10	61	HCO ₃ —Ca
Смешанное питание				
(Г + А)	24/VI 1958	Молебное	293	HCO ₃ —Ca
(Г + А)	17/VI 1958	Яма	420	HCO ₃ —SO ₄
(К + А)	10/VII 1958	Большое (Мазуевка)	764	SO ₄ —Ca
(К + А)	3/VII 1958	Кишертское 4	851	HCO ₃ —SO ₄
(К + А)	25/VI 1958	Кишертское 2	857	HCO ₃ —SO ₄
(А + Т ¹)	18/VII 1958	Дикое	259	HCO ₃ —SO ₄
(А + Т)	20/VII 1958	В д. Н. Одина	189	HCO ₃ —SO ₄
(А + К)	10/VII 1958	Черная Яма	214	HCO ₃ —Ca

¹Т — трещинно-пластовые воды.

Сопоставляя химический состав атмосферных осадков, подземных вод и вод озер, можно выделить преобладающие источники питания карстовых озер (табл., стр. 319).

В карстовых озерах, как и в озерах иного происхождения (С. Г. Лепнева, 1950; Б. Б. Богословский, 1960), состав воды не остается постоянным, а изменяется по площади, глубине и во времени.

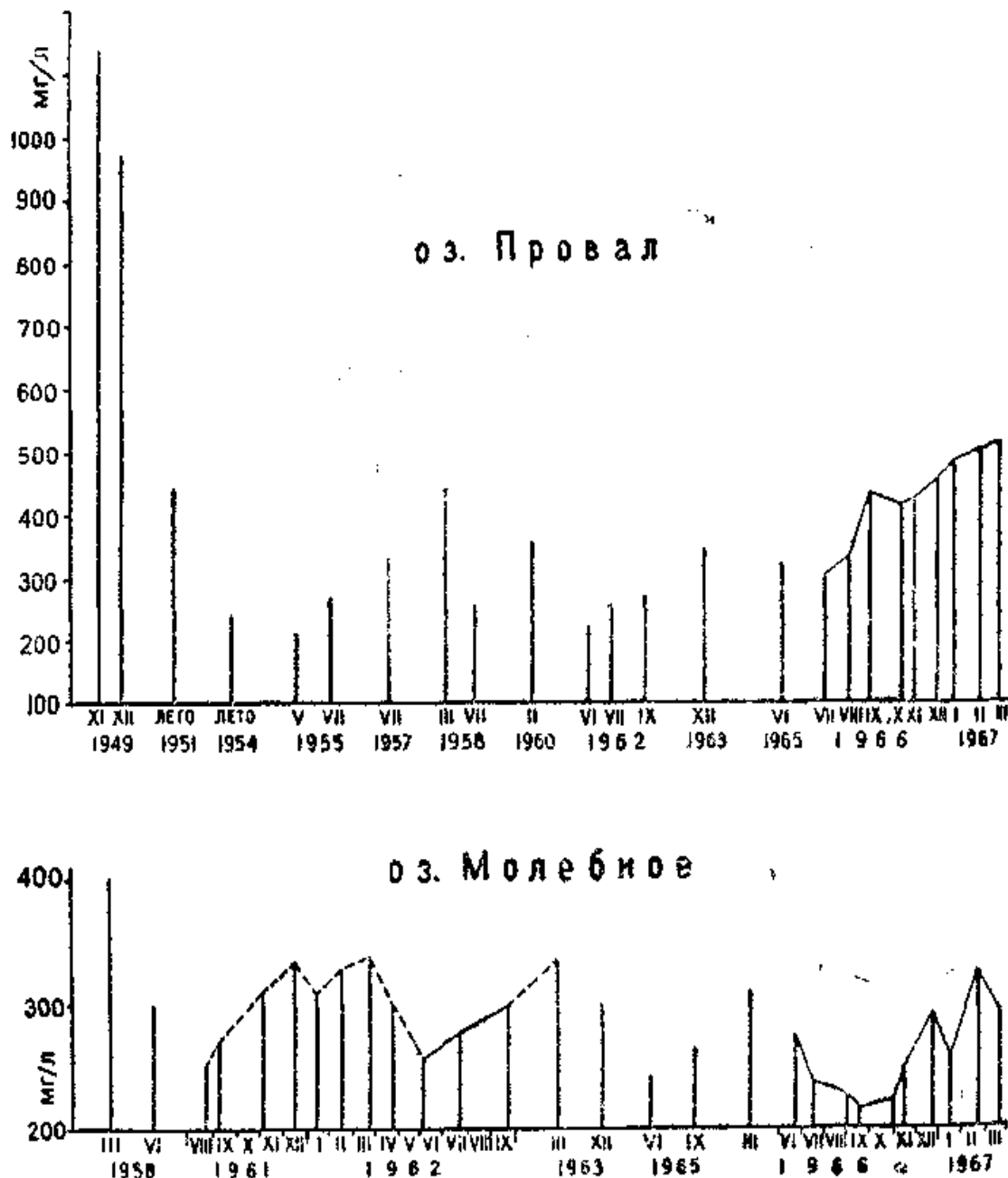


Рис. 72. Изменение минерализации вод карстовых озер Провала и Молебного в Пермской области по К. А. Горбуновой и Р. В. Яценко.

Сезонные изменения химического состава озерных вод. Условия питания карстовых озер изменяются по сезонам года. В умеренном поясе весной, летом и осенью в питании озер

увеличивается роль атмосферных осадков, а зимой, когда озера покрыты устойчивым ледяным покровом, — подземных вод. Весной в озеро поступают талые воды, которые разбавляют озерную воду и вызывают понижение ее минерализации. Необходимо учитывать также таяние озерного льда и снега. Пониженная минерализация может сохраняться в течение всего лета и осени до начала зимы. Колебания ее вызываются изменением метеорологических элементов (затяжными дождями, длительными сухими периодами). В начале зимы озера покрываются устойчивым ледяным покровом, в питании их увеличивается роль подземных вод. В течение зимы до марта месяца включительно минерализация озерной воды возрастает, достигая максимума в марте. Такой ход изменения минерализации характерен для карстовых озер Молебного и Провала, расположенных в Пермской области (рис. 72). В некоторых озерах сезонные изменения минерализации сопровождаются сменой гидрохимических фаций.

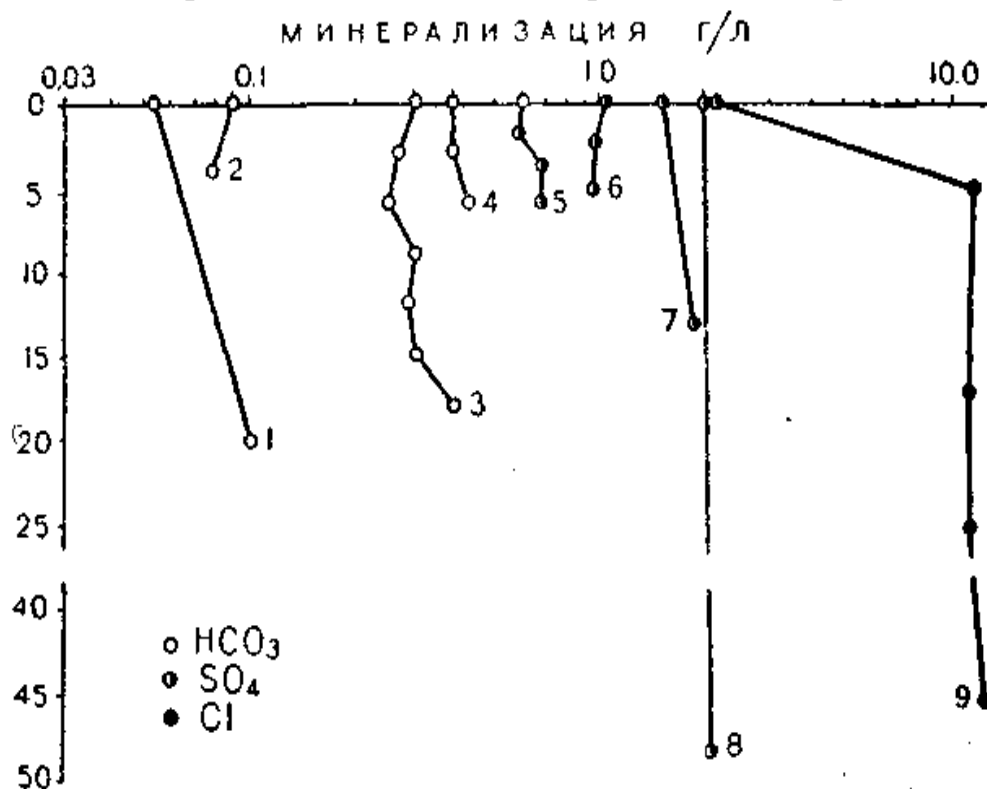


Рис. 73. Изменение минерализации озерной воды с глубиной по К. А. Горбуновой, К. Г. Бутыриной, Р. В. Яценко (1967) Озера: 1 — Малое (16/VII-64), 2 — Голухино (14/VIII-63), 3 — Молебное (28/XII-63), 4 — Восьмерка (28/XII-63), 5 — Кротовское (18/VI-65), 6 — Волковое (5/IX-64), 7 — Большое (4/VIII-64), 8 — Роголек (17/VII-64), 9 — Белое (17/VI-65)

Ключевые сточные карстовые озера имеют менее выраженные сезонные различия минерализации и химического состава.

Неоднородность химического состава озерных вод. Многие карстовые озера имеют неоднородную по составу воду, что было установлено путем отбора проб воды через определенные интервалы по вертикали и площади.

Неоднородность состава поверхностных и придонных слоев воды в карстовых озерах объясняется главным образом условиями питания и водообмена, а также биохимическими процессами.

В Пермской области большая часть ультрапресных и пресных озер с преимущественно атмосферным или смешанным атмосферно-грунтовым питанием летом имеет в придонных слоях более минерализованную воду, чем в поверхностных (рис. 73, 1). В некоторых озерах с богатой органической жизнью минерализация незначительно увеличивается в поверхностных слоях, в основном за счет гидрокарбонатного иона (рис. 73, 2). В ряде озер (Молебное, Восьмерка) минерализация воды возрастает на глубине в местах подтока грунтовых вод, а при значительной глубине — и на дне за счет притока карстовых вод (рис. 73, 3—5).

Увеличение минерализации воды с глубиной за счет подтока сульфатных карстовых вод установлено Р. В. Ященко в оз. Кротовском (Пермская область), имеющем длину 245 м, ширину 125 м, глубину 7,4 м. Химический состав воды оз. Кротовского охарактеризован 38 химическими анализами, отобранными в период с 1964 по 1967 годы по профилям. Анализы проб воды, отобранных в июле 1964 г. на середине озера от поверхности до дна, показывают увеличение минерализации и содержания сульфатов с глубиной (табл. 34).

Таблица 34

**Увеличение минерализации воды с глубиной в оз. Кротовском по
Р. В. Ященко, 16/VII-64 г.**

Глубина, м	Минерал., мг/л	HCO ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na+K	pH
Поверхн.	520,0	85,4	139,3	132,9	77,1	17,0	63,9	7,2
3	618,5	97,6	206,5	127,7	86,2	20,6	77,4	7,0
5	794,4	213,6	211,3	138,3	118,2	23,1	81,8	7,0
7	815,7	219,7	220,9	138,3	124,2	23,1	80,5	7,0

Озера с преимущественно подземным питанием, представляющие расширенные устья восходящих карстовых источников, имеют более или менее однородную воду, например озера Роголек и Каменка (рис. 73, 8). Они обычно не замерзают зимой. Оз. Роголек по данным К. Г. Бутыриной (1966) имеет глубину 61 м. Минерализация воды в поверхностном слое и на глубине 48 м около 2 г/л, состав сульфатно-кальцево-гидрокарбонатный (табл. 35).

Неоднородность состава воды может быть вызвана впадением в озеро притоков. В проточном озере Волковом минерализация в верхнем слое увеличивается за счет впадения речки с сульфатной водой (рис. 73, 6).

Таблица 35

Химический состав карстовых озер Пермской области, мг/л

Название озера	Дата	НCO ₃	SO ₄	Cl	NH ₄	Ca	Mg	Na + K	H ₂ SiO ₃	pH	Жестк ость, мг-экв	Минерали зация
1. Харламова Яма	VII-66	<u>24</u>	<u>6</u>	—	—	<u>6</u>	1	3	5	6,4	0,4	45
2. № 137 с поверхн	VIII-63	<u>37</u>	<u>4</u>	—	1,0	<u>9</u>	2	0,5	2,5	6,8	0,6	56
с глуб. 3,5 м	«	<u>49</u>	<u>6</u>	·	2,0	<u>10</u>	4	—	5	6,5	0,8	76
„ 6,5 м	«	<u>73</u>	<u>10</u>	—	4,5	<u>16</u>	4	1,5	5	6,5	1,1	114
3. Молебное	VII-66	<u>171</u>	<u>18</u>	14	—	<u>48</u>	5	<u>18</u>	3	7,2	2,8	277
4. Кротовское, г. Кунгур	VII-66	<u>49</u>	<u>187</u>	35	7 ¹	<u>72</u>	18	17	3	6,5	5,1	388
5. Кишертское 2	VI-58	<u>390</u>	<u>235</u>	14	0,2/7 ¹	<u>160</u>	41	9	—	8,5	11	857
6. Черное	VII-64	<u>268</u>	<u>973</u>	117	—	<u>391</u>	46	108	4	7,5	23	1927
7. Роголек, с поверхн.	VII-64	<u>330</u>	<u>961</u>	121	—	<u>411</u>	42	110	29	7,0	—	2004
с глуб. 48 м	«	330	<u>961</u>	128	—	<u>411</u>	42	115	25	6,9	—	2012
8. Белое, с поверхн	VII-65	244	<u>973</u>	<u>567</u>	3 ¹	<u>596</u>	64	352	21	7,1	25	2820
с глуб. 5 м	«	165	<u>1813</u>	<u>5354</u>	6 ²	797	109	<u>3285</u>	34	7,3	49	11563
„ 17 м	«	244	<u>1837</u>	<u>5106</u>	—	827	116	<u>3015</u>	27	7,2	51	11172
„ 25 м	«	293	<u>1729</u>	<u>5248</u>	—	782	134	<u>3168</u>	34	7,0	50	11388
„ 45 м	VIII-64	317	<u>1873</u>	<u>6028</u>	—	882	122	<u>3683</u>	29	7,0	—	12934
9. У устья р. Еловки	VIII-59	92	<u>634</u>	<u>4037</u>	—	215	57	<u>2602</u>	—	—	—	7637
10. У с. Игум	VIII-59	262	<u>2805</u>	<u>12 989</u>		937	148	<u>8511</u>	—	—	—	25652

¹ Содержание NO₃, мг/л, ² Содержание CO₃, мг/л. Подчеркнуты преобладающие ионы

В некоторых карстовых озерах состав воды в поверхностном слое изменяется по площади — от берегов к середине. Р. В. Ященко (1963) установила, что на Чусовском мысе в Пермской области во многих бессточных озерах минерализация воды увеличивается от берегов к середине. Это сопровождается обычно изменением гидрохимической фации.

Изменение химического состава воды в озере в горизонтальном и вертикальном направлениях отражает чаще всего условия питания и водообмена. Интересно в этом отношении небольшое, но глубокое оз. Белое, расположенное в Пермской области (К. Г. Бутырина, 1966). Озеро представляет две слившиеся воронки глубиной 25 и

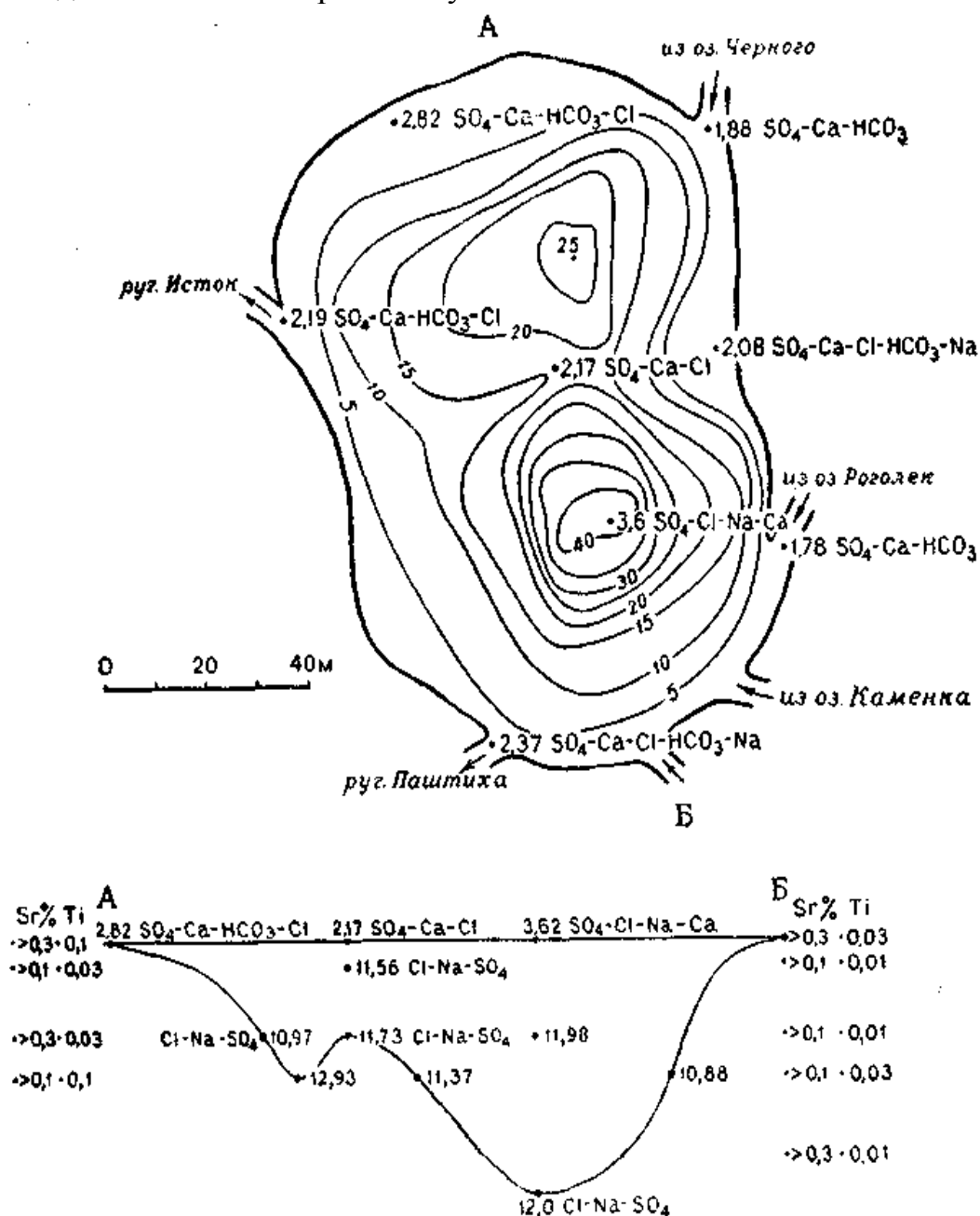


Рис. 74. Минерализация в г/л и гидрохимические фации оз. Белого в Пермской области по К. Г. Бутыриной

46 м, разделенные подводным гребнем (рис. 74). Со дна воронок поднимаются соленые воды хлоридно-натриево-сульфатного состава с минерализацией 12—13 г/л. Эти воды определяют состав основной массы озерной воды от дна до глубины 2,5 м. Верхний слой воды проточный. В озеро впадают из соседних озер четыре притока с водой сульфатно-кальциево-гидрокарбонатного состава при минерализации 1,8—1,9 г/л. Восходящие токи соленых вод хлоридно-натриевого состава частично смешиваются с сульфатно-кальциевыми водами впадающих притоков. Вода над главной воронкой в поверхностном слое имеет сульфатно-хлоридно-натриево-кальциевый состав. Вода вытекающих из озера притоков также имеет смешанный состав.

Спектральный анализ проб воды с разных глубин показал, что по содержанию стронция и других элементов оз. Белое мало отличается от подземных озер Кунгурской пещеры (табл. 36).

Таблица 36

Спектральные анализы вод озер Кунгурской пещеры
(Е. П. Дорофеев, 1966) и оз. Белого (А. Г. Ермакова, VII 1965)

Место отбора пробы	Mn	Ti	Cu	Sr
Кунгурская пещера				
оз. Большое	следы	следы	< 0,001	>0,1
оз. в гр. Колизей	—	0,001	0,0001	>0,5
оз. Белое				
поверхн.	< 0,001	0,03	0,0003	>0,3
5 м	—	0,01	< 0,0001	>0,1
17 м	—	0,01	—	>0,1
25 м	< 0,001	0,03	0,0001	>0,1
40 м	—	0,01	0,0001	>0,3

Химический состав озерных вод изменяется и во времени по мере развития озерной котловины (К. А. Горбунова, 1965).

28—29 августа 1949 г. в с. Усть-Кишерть Пермской области за счет выщелачивания гипса, залегающего под аллювием, образовалась провальная сдвоенная котловина. Она заполнилась карстовыми и грунтовыми водами и превратилась в озеро восьмиобразной формы с длиной около 50 м и шириной 22 и 40 м. Проба воды, взятая из озера 26 ноября 1949 г., имела сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевый состав и минерализацию 1139 мг/л. С момента образования провала и до 1951 г. отмечалось уменьшение минерализации воды. Дальнейшие изменения вызывались главным образом сезонными факторами. В 1966—1967 гг. произошло увеличение минерализации

воды в оз. Провал по сравнению с соответствующими месяцами предыдущих лет (табл. 37, рис. 72).

Таблица 37

Химический состав воды оз. Провал в Пермской области, мг/л

№ п.п.	Дата анализа	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl	Ca^{++}	Mg^{++}	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	Сумма ионов	Аналитик или автор
1	26/XI-49	183	596	29	281		50	1139	Н. Д. Буданов
2	28/XII-49	231	451	42	160	69	15	967	Н. Д. Буданов
3	Лето 1951	126	205	—	96	19	—	446	А.О.Тausон (1954)
4	Лето 1954	118	58	15	29	12	8	240	Л. В. Голубева
5	17/V-55	98	48	10	33	8	10	207	В. С. Минина
6	13/VII-55	85	98	13	34	8	31	269	Е. А. Ашихмин
7	10/VII-57	165	70	18	50	26	—	329	Е. Н. Черногуз
8	13/III-58	195	130	21	76	25	10	461	Т. В. Кирилловых
9	21/VII-58	61	96	15	24	15	28	253	Т. В. Кирилловых
10	15/II-60	201	38	25	66	13	7	356	Т. В. Кирилловых
11	28/XII-63	220	20	14	63	3	24	344	Т. В. Кирилловых
12	15/VI-65	207	8	28	60	11	11	325	Л. Н. Шварева
13	16/VII-66	171	25	32	64	12	0,5	304,5	„
14	21/VIII-66	171	43	35	64	12	12	337	„
15	17/IX-66	171	109	35	66	11	43	435	„
16	2/XI-66	171	101	32	68	11	34	417	„
17	19/XI-66	183	96	35	72	17	23	426	„
18	25/XII-66	195	91	43	78	17	28	452	„
19	17/I-67	214	96	43	84	16	32	485	„
20	23/II-67	226	101	43	90	13	33	506	„
21	25/III-67	244	86	50	96	15	27	518	„

Осадконакопление и заболачивание в карстовых озерах со смешанным атмосферно-подземным питанием сопровождаются уменьшением минерализации воды. По мере увеличения мощности осадков фильтрация подземных вод в котловину затрудняется, в связи с чем роль атмосферного питания возрастает. В условиях гипсового карста слабо заболоченные озера имеют пеструю минерализацию и химический состав воды, которые зависят от глубины озера и положения его дна относительно уровня карстовых вод.

В расположенных рядом с ними заболоченных озерах со сплавиной вода пресная, обычно гидрокарбонатно-кальциевого состава.

В Пермской области в Мазуевской карстовой депрессии в гипсах обследовано 8 озер, находящихся в разных стадиях развития (рис. 75). Приведем описание пяти гидрохимически охарактеризованных озер (К. А. Горбунова, 1959).



Рис. 75. Озера Мазуевской депрессии в Пермской области по К. А. Горбуновой (1965): 1 — озера, 2 — сплавина, 3 — сухие воронки

Оз. Большое овальной формы вытянуто с запада на восток на 160 м при ширине 57 м. Северный берег крутой, обрывистый, с выходами гипсов. Высота его достигает 40 м. Южный пологий склон поднимается на 25 м. Котловина озера имеет вид чаши с сравнительно плоским дном. Замеры, произведенные 21 июля 1957 г., показали наибольшую глубину 5,7 м. Берега слабо заболочены, дно илистое.

Оз. Малое овальной формы с длиной 27 м и шириной 22,4 м. Глубина его 1,5 м. Береговая полоса до 2 м заросла осокой. В воде много водорослей, поверхность покрыта ряской.

Оз. Черная Яма расположено ю.-в. Большого. Форма его овальная с длиной 62 м и шириной 41 м (замеры 10 июля 1958 г.). Глубина достигает 4,3 м. Дно озерной ванны плоское. Северный и северо-восточный склоны высокие и крутые, южный пологий. Береговая полоса шириной до 2,5 м заросла осокой.

Оз. со сплавиной имеет округлую в плане форму с поперечником около 40 м. Большая часть озера затянута сплавиной, на которой растут молодые березы. В с.-з. части озера в воде стоят стволы больших берез. Максимальная ширина водной поверхности в северо-восточной части 10 м, а глубина 3,3 м. Вода коричневого цвета.

Оз. Карасье вытянуто почти с севера на юг на 400 м при ширине 70—120 м. Восточный склон его выше и круче западного. Западный берег прорезан оврагами с плоскими заболоченными днищами. Большая часть озера затянута сплавиной. Вдоль северного и западного берегов протягивается полоса свободной водной поверхности шириной от 4 до 30 м. Местами в сплаvine видны окна воды. На расстоянии 25—30 м от западного берега глубина составляла 8 м, а у сплавины — 7,7 м. В южной части сплавина подходит к берегу. К юго-западной части ее примыкает воронка, заполненная водой. Южный берег озера низкий с многочисленными воронками и блюдами. Дно некоторых воронок заболочено.

Слабо заболоченное оз. Большое с наиболее низким положением Дна имеет жесткую воду сульфатно-кальциево-гидрокарбонатного состава с повышенной минерализацией. Заболоченные озера со сплавиной отличаются мягкой пресной водой гидрокарбонатно-натриевого состава.

Ч. 2-я. Реки и озера карстовых районов
Данные о химическом составе Мазуевских озер, мг/л
 (июль, 1958 г.)

Содержание	Большое	Черная Яма	оз. со сплавной	Карасье	Малое
Ca	155	28	21	16	63
Mg	14	17	8	6	14
Na+K	43	1	32	25	2
HCO ₃	146	134	146	85	244
SO ₄	384	1	9	33	9
Cl	14	7	18	10	10
NO ₃	6	7	10	2	7
Минерализация	764	215	184	180	354

Остальные озера занимают промежуточное положение.

В карстовых областях типы озер и их химический состав являются показателями *стадии развития карстового рельефа*. Проследим эту связь на примере гипсового карста Приуралья (К. А. Горбунова, 1964, 1965).

Соотношение местных факторов, влияющих на формирование химического состава озерных вод, изменяется по мере развития карстового рельефа. В ранние стадии, когда поверхность карстующегося массива залегает высоко над уровнем систем, дренирующих карстовые воды, озера возникают в закольматированных воронках и котловинах. Они питаются главным образом атмосферными осадками

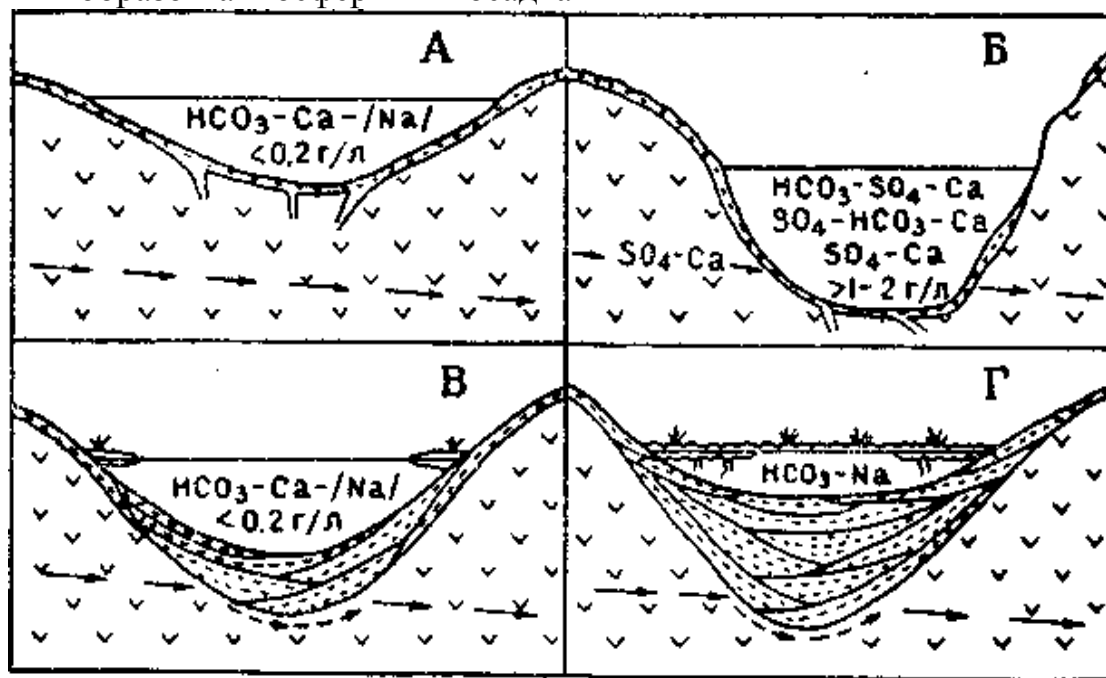


Рис. 76. Эволюция химического состава озер сульфатного карста по К. А. Горбуновой (1965)

Таблица 38

Химический состав карстовых озер междуречья Сылвы и Шаквы в Предуралье, мг/л (июль, 1959 г.)

Местоположение, номер озера	Минерализация	HCO ₃	SO ₄	Cl	NO ₃	Ca	Mg	Na+K	Жесткость, мг-экв	pH	Окисляемость , мг/л O ₂	Дата
С.-с.-з. д. Камышное	152,2	61,0	9,6	7,1	35,4	14,0	2,4	19,1	0,9	<6,4	11,7	2
С.-з. д. Камышное, 1	103,0	42,7	нет	5,3	28,5	6,0	2,4	15,9	0,5	6,2	10,6	2
Д. Камышное, 6	291,7	73,2	8,2	14,2	117,8	12,0	3,6	61,1	0,9	6,6	12,5	2
« , 8	70,9	30,5	13,0	3,6	4,3	6,0	1,2	11,5	0,4	6,2	12,0	19
« , 11	83,3	36,6	12,9	7,1	3,1	4,0	1,2	16,9	0,3	6,2	8,2	19
« , 12	91,8	48,8	12,0	3,6	3,1	12,0	1,2	9,2	0,7	6,5	12,4	19
С.-з. д. Сакмары, 13	105,6	48,8	8,6	3,6	16,1	6,0	1,8	18,4	0,4	6,4	5,1	20
Д. Подпавлиново, 19	132,9	73,2	7,2	5,3	13,0	20,0	2,4	11,3	1,2	6,9	9,8	2
« , 20	89,2	61,0	нет	3,6	3,1	10,0	3,6	6,7	0,8	6,7	5,3	2
« , 21	274,6	183,1	15,9	7,1	нет	31,1	9,1	25,6	2,3	7,3	15,8	2
« , 22	619,0	381,4	29,8	24,8	26,0	114,2	15,8	23,4	7,0	7,6	12,9	2
Д. Безукладное, 24	139,0	61,0	12,0	3,6	27,3	14,0	3,6	14,9	1,0	6,7	6,8	2
Ю.-в. д. Безукладное, 25	100,7	61,0	6,0	3,6	4,3	12,0	2,4	11,2	0,4	6,6	8,2	21
« , 31	160,1	91,5	15,9	3,6	10,5	16,0	7,3	12,4	1,4	6,6	13,8	21
« , 32	151,7	85,4	13,0	7,1	6,8	18,0	3,6	16,6	1,2	7,5	6,6	21
Д. Анисимово, 34	175,0	103,7	13,0	3,6	10,5	24,0	3,6	15,1	1,5	6,6	13,8	22
Д. Климково, 35	176,6	91,5	21,6	3,6	14,3	20,0	3,6	19,7	1,3	—	5,4	22
« , 35	181,3	85,4	9,6	7,1	31,0	16,0	2,4	28,9	1,0	7,2	10,8	1
Д. Рассохи, озеро	109,4	73,2	3,8	3,6	1,7	11,0	3,6	10,8	0,9	6,6	17,0	1
« , болото	124,6	61,0	4,3	7,1	21,7	15,0	4,9	7,2	1,2	6,7	9,6	1

Пробы отбирались из верхнего слоя воды вблизи берега. Определялись также NO₂, NH₄, Fe²⁺, Fe³⁺, CO₃. Аналитик Т. В. Кирилловых.

и частично грунтовыми водами. Химический состав таких озер формируется под влиянием зональных физико-географических факторов. Минерализация их обычно не превышает 200 мг/л. Преобладают гидрокарбонатно-кальциевые и гидрокарбонатно-натриевые, а в местах загрязнения — нитратные гидрохимические фации (рис. 76 А). Примером являются озера междуречья Сылвы и Шаквы. В июле 1959 г. здесь было обследовано 37 озер, причем из 24 — были отобраны пробы воды. Наиболее крупные озера имеют длину до 150 м при ширине около 100 м. По данным химических анализов (таблица 38), минерализация озерной воды составляет 71—275 мг/л и только в одном небольшом озере, имеющем поперечник 8 м и глубину 0,7 м, — 619 мг/л. Основными компонентами являются гидрокарбонатный, кальциевый, нитратный и натриевый ионы. Гидрохимическая формация — гидрокарбонатная. Почти во всех пробах присутствуют нитраты, нитриты, аммиак. Вода очень мягкая и только в одном озере умеренно жесткая. Реакция воды близка к нейтральной. Окисляемость, определенная по содержанию кислорода в мг/л, достигает 17. Подобным же составом характеризуются озера Чусовского мыса Камского водохранилища (Р. В. Яценко, 1963).

По мере развития гипсового карста и понижения земной поверхности дно озерных ванн приближается к уровню карстовых вод или вскрывает обособленные водоносные трещины. Этот процесс часто сопровождается провалами. На данной стадии в питании озер увеличивается роль карстовых вод. На формирование химического состава озерной воды начинают оказывать влияние автономные литологические и гидрогеологические факторы. Появляются озера с питанием преимущественно карстовыми водами, с жесткой сульфатной водой повышенной минерализации (рис. 76 Б). Таковы оз. Светлая Яма в Мазуевской депрессии и оз. Зуевское в долине р. Сылвы.

Оз. Зуевское, расположенное на второй террасе р. Сылвы в с. Усть-Кишерть, имеет округлую форму с диаметром 42 м и глубиной летом 2,5 м. С поверхности озеро покрыто ряской. Минерализация воды летом составляет 1,8—2,0 г/л, зимой — 2,4—2,5 г/л, увеличиваясь ко дну. Состав ее сульфатно-кальциево-гидрокарбонатный. Подобный же состав имеет карстовый родник, вытекающий недалеко от озера (табл., стр. 331).

В данную стадию, наряду с озерами атмосферно-подземного питания, на возвышенных участках и склонах депрессий встречаются кольматационные озерные котловины.

Озерные котловины постепенно заполняются осадками, подвергаются заболачиванию. Этот процесс сопровождается уменьшением роли сульфатных карстовых вод и возрастанием роли атмосферных осадков в их питании (рис. 76 В, Г). Минерализация воды и содержание сульфатов постепенно падают. Такие изменения можно наблюдать на примере оз. Провал (К. А. Горбунова, 1963).

Химический состав оз. Зуевского
(29 декабря 1963 г.)

Содержание, мг/л	Озеро Зуевское		Источник вблизи озера
	поверхность	дно	
HCO ₃	360,0	414,9	305,1
SO ₄	133,9	1344,9	1440,9
Cl	53,2	35,5	24,8
NO ₃	14,8	нет	нет
Ca	526,0	546,1	581,2
Mg	100,3	94,2	66,9
Na+K	20,7	17,7	28,0
SiO ₂	18,0	18,0	20,0
H ₂ SiO ₃	23,4	23,4	26,0
pH	7,1	7,1	7,4
Жест., мг-экв	34,5	35,0	34,5
Окисл., O ₂	9,1	13,6	2,4
Минерализация	2432,0	2477,3	2474,6

Аналитик Л. Н. Шварева

Процессы формирования и эволюции озерных котловин проявляются по-разному в зависимости от мощности сульфатных отложений, активности тектонических движений и особенностей развития карста данной территории.

Химический состав озер разных литологических типов карста

На территориях, сложенных *карбонатными породами* в условиях умеренно влажного и влажного климата, озера обычно имеют ультрапресную или пресную воду гидрокарбонатно-кальциевого состава.

Карстовые озера Орте Балаган и Голубое в мезозойских известняках массива Арабика на Кавказе, а также озера Болгарии, расположенные в Предбалканах среди верхнеюрских известняков, относятся к пресным гидрокарбонатно-кальциевым (табл. 39).

В некоторых случаях химический состав озер в карбонатных породах определяется условиями их питания, выходом в озере восходящих подземных вод, омывающих нижележащие отложения. Примером является оз. Церик-Кёль на Северном Кавказе в валанжинских нижнемеловых известняках. Вода в озере сульфатно-кальциевая с минерализацией 1,3 г/л содержит также сероводород.

Химический состав воды карстовых озер Болгарии (по А. Сотирову, 1964; И. Ковачеву, 1959) и Кавказа

№	Название озера	Содержание ионов мг/л						Сумма ионов	Si, мг/л	Жесткость, град.		Окисляемость, мг/л O ₂	pH	Дата отбора пробы
		HCO ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na + K			общая	Карбон.			
1	Дедевец	<u>161,6</u>	14,4	3,5	<u>47,3</u>	10,2	0,0	237,0	2,4	16,0	6,86	6,4	8,45	18/XI-60
2	Синовие	155,5	12,0	6,9	<u>5,7</u>	12,2	5,2	227,5	1,7	13,9	6,3	6,9	7,8	18/XI-60
3	Геранище	<u>189,1</u>	12,5	9,7	<u>38,9</u>	18,2	5,0	273,4	2,4	17,2	7,84	8,2	8,35	18/XI-60
4	Глава Панега	<u>261,4</u>	19,1	5,8	<u>75,2</u>	21	13,8	381,6	—	11,70	11,2	1,4	7,1	
5	Орте Балаган (Перевальное)	225,7	6,4	6,8	70,1	5,6	14,1	328,7	—	9,8	—	—	7,5	VIII-63
6	Голубое (Бзыбь)	158,6	25,1	7,1	48,0	9,8	27,0	275,6	—	6,7	—	—	7,0	8/X-64

Анализы 5,6 предоставлены Т. З. Кикнадзе.

Появление сульфатно-кальциевых вод обусловлено разгрузкой в озере подземных вод гипсовой толщи титона (верхняя юра). По данным И. Г. Кузнецова (1928) вода содержит в мг/л: Ca — 299,7, Mg — 40,7, Na — 7,8, K — 3,8, HCO₃ — 203,8, SO₄ — 719,2, Cl — 15,4, H₂SiO₃ — 6,3, CO₂ своб. — 62,2.

Озера карбонатно-гипсового, гипсового и соляно-гипсового карста умеренных областей образуются на территориях, сложенных толщами переслаивающихся карбонатных и сульфатных, сульфатных и соляных пород, сульфатных и терригенных, сульфатных пород, характеризующихся часто сложными гидрогеологическими условиями, наличием подземных барражей, зон разгрузки восходящих карстовых вод. Состав озер зависит от многих факторов: климата, геологического строения и рельефа местности, гидрогеологических условий. Все разнообразие химического состава озер во многих случаях определяется условиями их питания.

Основной фон создают озера, типичные для данной климатической зоны. Всякие отклонения, иногда значительные, в составе озер обуславливаются литолого-гидрогеологическими факторами.

Химический состав озер данной группы (наиболее изучен в Пермской области (К. А. Горбунова, 1962; К. А. Горбунова, Л. А. Пономарева, 1964; К. А. Горбунова, К. Г. Бутырина, Р. В. Яценко, 1966, 1967)).

Химический состав карстовых озер Пермской области охарактеризован на основании данных 850 химических анализов. Большая часть их произведена в гидрогеохимической лаборатории Пермского университета с помощью полевой гидрохимической лаборатории системы А. А. Резникова аналитиками Т. В. Кирилловых и Л. Н. Шваревой.

Минерализация озерной воды изменяется от 31 мг/л (озеро в окрестностях д. Залесная) до 26 г/л (озеро у с. Игум). Основными ионами являются гидрокарбонатный, сульфатный, хлоридный, кальция, магния, натрия.

Содержание гидрокарбонатного иона при минерализации до 1 г/л изменяется от 12 до 632 мг/л. При дальнейшем росте минерализации содержание HCO₃ уменьшается, видимо, за счет выпадения карбонатов в осадок (рис. 77).

Сульфат-ион поступает в воду при выщелачивании сульфатных пород, слагающих дно и берега котловин, и приносится сульфатными карстовыми водами, питающими озеро. Небольшие его количества могут быть следствием минерализации органического вещества. С увеличением минерализации содержание сульфат-иона растет от 1,9 мг/л до 2,8 г/л. При минерализации более 3 г/л преобладание переходит к хлор-иону, содержание сульфат-иона вначале уменьшается, а затем снова несколько увеличивается. На графике (рис. 77) видны три типа зависимости содержания сульфат-иона от минерализации: первый для пресных, второй для слабосоленых,

третий для солоноватых и соленых вод с минерализацией более 3 г/л.

Хлор-ион в большей части озер содержится в количестве не более 100 мг/л. При минерализации менее 3 г/л он является обычно третьим, реже вторым по весу компонентом после гидрокарбонатного и сульфатного ионов. В районах развития соленосных пород и в местах подтока соленых вод он становится преобладающим в озерной воде. Содержание его увеличивается с ростом минерализации до 13,5 г/л.

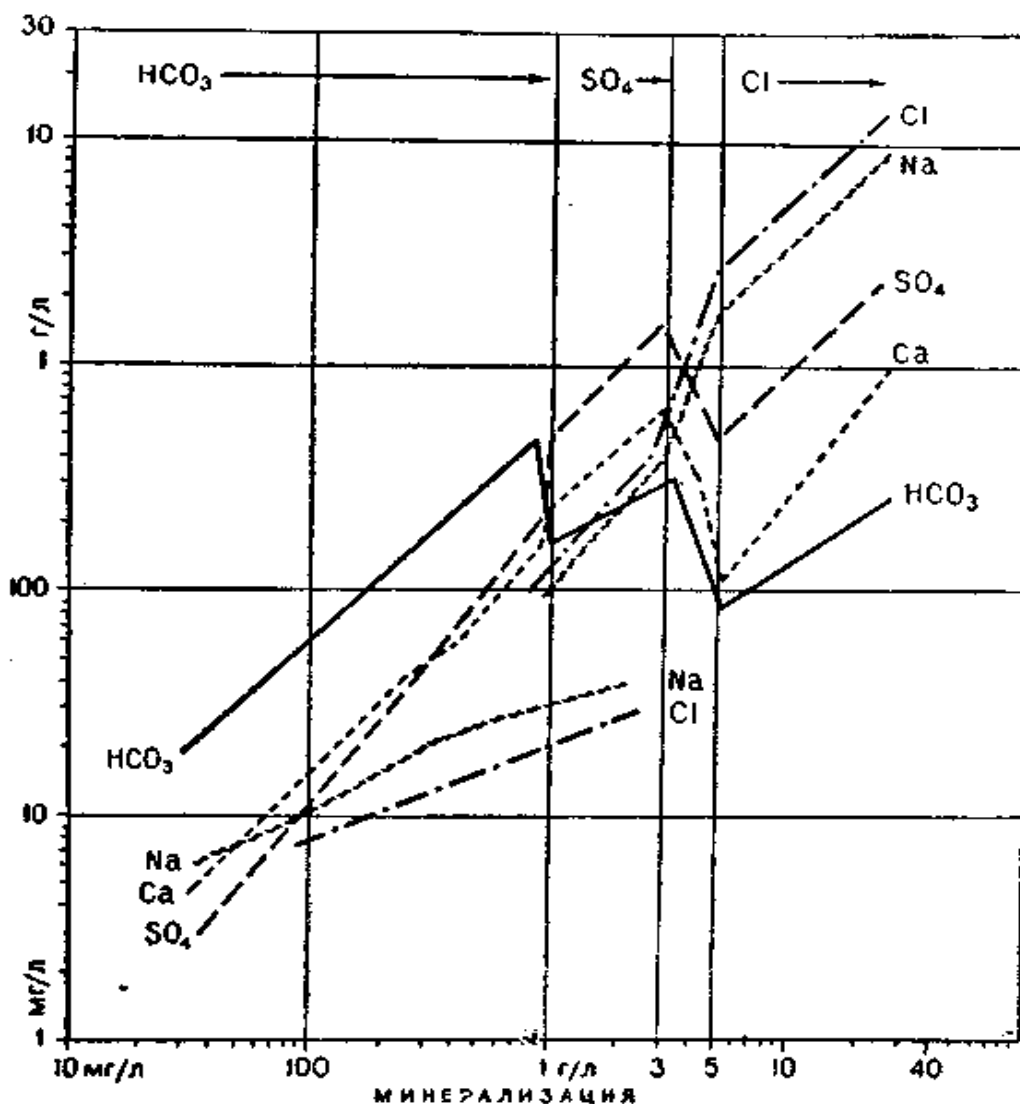


Рис. 77. Преобладающие гидрохимические фации озер карбонатного, гипсового и соляного карста Пермской области (по К. А. Горбуновой)

Ион кальция преобладает в озерах с пресной и слабосоленой водой, достигая наибольшего содержания — 936,7 мг/л при минерализации около 3 г/л (рис. 77). При дальнейшем росте минерализации преобладание переходит к ионам Na (+K), а содержание кальция резко уменьшается. При минерализации более 5 г/л, как и для сульфат-иона, наблюдается некоторое увеличение содержания кальция.

Ион магния не определяет гидрохимический облик озер. При значительных изменениях минерализации содержание его увеличивается от 0,6 до 148 мг/л.

Ионы натрия (и калия) содержатся в малых количествах (от 0,09 до 100 мг/л) в пресных озерах. В слабосоленоватых водах они занимают второе место после ионов кальция. При минерализации более 3 г/л они становятся преобладающими среди катионов, достигая 8,5 г/л.

Реакция озерной воды изменяется от 6,0 до 8,5 при преобладающих величинах 6,5—7,3. Жесткость воды в зависимости от состава равна 0,15—31 мг-экв, а окисляемость 0,6—38 мг/л O_2 .

Содержание неорганических соединений азота в виде ионов аммония, нитритного и нитратного в озерах определяется многими факторами: условиями питания и режима, биологической жизнью, наличием вблизи озера источников загрязнения. Эти соединения образуются или в самих озерах за счет минерализации органического вещества отмерших растений и животных, или приносятся в озера с загрязненными поверхностными и грунтовыми водами. Наиболее загрязнены неглубокие бессточные пресные озера с атмосферным питанием, частично заболоченные. В озерах, питающихся карстовыми (водами повышенной минерализации, соединения азота как правило отсутствуют или содержатся в незначительных количествах.

Содержание ионов аммония в летний и зимний периоды обычно увеличивается с глубиной, например в оз. Большом 16/VII—64 г. в поверхностном слое оно было 0,15 мг/л, в придонном — 9,0 мг/л, в оз. Восьмерка 28/XII—63 г. соответственно 0,1 и 2,0 мг/л, в оз. Молебном 28/XII—63 г. — 0,1 и 6,0 мг/л, а 8/VI—67 г. в поверхностном слое — нет, на глубине 18 м — 12,0 мг/л. В некоторых озерах ионы аммония отсутствуют в поверхностных слоях воды, появляясь с глубины 3—5 м.

По данным летних обследований 160 озер К. А. Горбуновой и Р. В. Ященко установлено, что нитриты отсутствуют в поверхностных слоях воды в 59 % озер, содержатся в количествах менее 0,1 мг/л в 33 % и в количествах более 0,1 мг/л в 8 %. Нитратный ион отсутствует в 55 % озер, содержится в количествах до 10 мг/л в 36 % и от 10 до 44 мг/л в 9 %.

В ряде озер содержание соединений азота увеличивается в зимний период, как например в оз. Зувском:

Дата	NO_3	NO_2	NH_4
VII—66	нет	нет	0,2
IX—66	27,2	30	1,0
XII—66	51,6	12	2,0
III—67	137,6	8	2,0
V—67	15,5	0,1	0,4
VII—67	нет	нет	нет

В естественных условиях неорганические соединения азота, образующиеся за счет минерализации органического вещества, летом потребляются ассимилирующими организмами. Таким образом, происходит «самоочищение» водоемов. Причиной значительного загрязнения, как правило, является неразумная деятельность человека.

Состав озерных вод закономерно изменяется с увеличением минерализации (рис. 77). Карстовые озера Пермской области относятся к трем гидрохимическим формациям: гидрокарбонатной, сульфатной и хлоридной.

Ультрапресные и пресные озера с минерализацией менее 1 г/л принадлежат к гидрокарбонатной формации, обусловленной зональными физико-географическими факторами. Вторым и третьим компонентами гидрохимических фаций после гидрокарбонатного иона являются Ca, SO₄, Na (+K), а также ионы, обусловленные загрязнением, такие как NO₃, Cl. Содержание карбонатов и сульфатов кальция увеличивается пропорционально минерализации.

Содержание ионов натрия, хлора, а также нитратного, зависит в основном от загрязнения водоемов, степени их заболоченности и состава донных отложений. В заболоченных озерах и котловинах с глинистым дном появляются гидрокарбонатно-натриевые фации. Местами возможно подпитывание озер солеными хлоридно-натриевыми подземными водами, что приводит к появлению в озерах хлоридов натрия.

Слабосоленоватые озера с минерализацией от 1 до 3 г/л относятся к сульфатной формации, обусловленной литологическими факторами. Среди растворенных соединений в воде преобладают сульфаты кальция, которые растут пропорционально минерализации. Содержание гидрокарбонатного иона при минерализации около 1 г/л резко уменьшается, что связано с частичным выпадением карбонатов кальция в осадок. Дальнейший рост минерализации приводит к некоторому увеличению его содержания.

Типичные сульфатно-кальциевые озера с малым содержанием хлоридов натрия встречаются в районах развития сульфатных или сульфатно-карбонатных толщ. Для Верхнепечорского и Соликамского карстовых районов, где развиты сульфатно-галогенные толщи, характерны сульфатные озера с большим содержанием хлоридов натрия. Соответственно для ионов хлора и натрия в сульфатных водах наблюдаются две линии зависимости.

Озера с минерализацией от 3 до 5 г/л встречаются очень редко. В этих интервалах минерализации резко возрастает содержание хлоридов натрия, уменьшается — карбонатов и сульфатов кальция. Судя по одному анализу, при минерализации до 4 г/л состав озерной воды сульфатно-хлоридный.

Сильносоленоватые и соленые озера с минерализацией от 5 до 26 г/л имеют хлоридно-натриевый состав. Хлоридная формация так же, как и сульфатная, обусловлена литологическими факторами. Содержание преобладающих компонентов: хлора, натрия,

сульфатного и кальциевого ионов, увеличивается с ростом минерализации. В меньшей степени эта закономерность выявляется для гидрокарбонатного и магниевого ионов.

Для карстовых озер Пермской области установлено изменение состава вод при величинах минерализации 1 г/л, 3 г/л и 5 г/л. На этих пределах резко меняется соотношение основных ионов и гидрохимическая фация.

Своеобразен состав озер Среднего Поволжья, питающихся восходящими сульфатными карстовыми водами. В окрестности оз. Вад с глубины 15 м выбивает мощный источник из гипсов, не замерзающий даже в самые сильные морозы (А. В. Ступишин, 1967). Минерализация воды в окрестности 1402 мг/л, а состав сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевый.

Другое сульфатно-кальциевое оз. Голубое расположено в черте г. Казани на террасе р. Казанки. Пробы воды, отобранные с глубины 2,6 и 15 м, показали увеличение минерализации воды в одной из питающих озеро воронок с 1960 мг/л до 2029 мг/л.

В Юдинском районе находится оз. Голубое с типичной сульфатно-кальциево-гидрокарбонатной водой и минерализацией 2386 мг/л (2, табл. 33).

В Башкирской АССР, по данным К. И. Макова (1946), в гипсоносных отложениях кунгура есть источники-озера с повышенной минерализацией воды. По описанию Д. Г. Ожиганова у южного конца с. Тигирменево на берегу р. Байки расположено озеро длиной около 100 м, шириной до 80 м. Уровень воды в нем на 4 м выше уровня р. Байки. Температура в июле месяце была +5°C, а р. Байки — +17°C. Химический состав воды следующий (в мг/л): плотный остаток 11330,0; HCO_3 — 127,6; SO_4 — 960,0; Cl — 5749,9; Ca — 528,2; Mg — 55,8; $\text{Na}+\text{K}$ — 3910,0. Вода по составу хлоридно-натриево-сульфатно-кальциевая.

Другим примером является источник-озеро, находящееся в 5 км южнее г. Бирска в долине р. Белой. Вода выбивает со дна воронок мощными струями и растекается к периферии. Вода прозрачная, с легким запахом сероводорода, температура ее летом 7°,9. Зимой источник не замерзает, расход его 175 л/сек. Анализ воды следующий (мг/л): Ca — 731,8; Mg — 69,8; Cl — 1749,0; SO_4 — 1746,0; HCO_3 — 300,0; сухой остаток — 5657,0; жесткость общая — 42,2 мг-экв. В том и другом озерах из гипсов разгружаются напорные воды, омывающие соляные отложения.

Озера районов соляного карста в литературе наименее освещены гидрохимически. Мы ограничимся данными об антропогенно-карстовых и карстовых озерах Илецкого соляного купола (табл. 40). Во всех озерах рапа хлоридно-натриевой фации. В оз. Развал в пробах, взятых в августе 1936 г., состав рапы почти однороден. Постепенно с глубиной немного уменьшается только содержание Na и Cl . А. И. Дзенс-Литовский (1953) связывает это с тем, что с глубины 5 м наблюдаются отрицательные температуры, и происходит осаждение бигидрата хлористого натрия — $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Химический состав рапы озер Илецкого соляного купола
(по А. И. Дзенс-Литовскому, 1953)

Озеро, глубина взятия пробы, м	Дата	Удельн ый вес	Грамм на 100 г рапы								
			К	Na	Mg	Ca	Cl	Br	SO ₄	HCO ₃	Сухой остаток
Развал 0	10/V 1937	1,195	0,009	9,716	0,007	0,147	15,07	—	0,278	0,005	25,28
„ 1	VIII 1936	1,203	0,008	10,04	0,007	0,146	15,55	0,006	0,289	0,003	25,05
„	„	1,201	0,008	9,96	0,007	0,144	15,42	0,006	0,285	0,003	25,82
„	„	1,200	0,008	9,95	0,007	0,144	15,40	0,006	0,285	0,003	25,79
„ 15	„	—	0,008	9,94	0,007	0,144	15,40	0,006	0,284	0,003	—
„ 20,5	„	—	0,008	9,93	0,007	0,144	15,39	0,006	0,284	0,003	—
Тузлучное,	20/IX 1637	1,207	0,012	10,23	0,009	0,179	15,87	—	0,344	0,005	26,50
Дунино ¹	20/IX 1938	1,126	0,051	6,19	0,025	0,208	9,64	0,033	0,532	0,015	16,55

¹ Анализ в граммах на 100 см².

Рассолы карстовых озер курорта Совата в Трансильвании (Румыния) имеют минерализацию 200—240 г/л (Д. Л. Арманд, 1946).

Содержание микроэлементов в водах карстовых озер изучалось по единичным пробам для озер гипсового и гипсово-соляного карста Пермской области (табл. 41).

Таблица 41

Данные спектральных анализов озерных вод (в %)

	Ba	Mg	Cu	Sr	Fe	Li	Pb	Ni	Mo	Sn	Ag
Провал, VIII-61	0,01	0,01	0,001	0,08	0,1	сл.	—	сл.	сл.	—	сл.
Молебное, VIII-61	0,03	0,02	0,001	0,08	0,1	0,03	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.

Данные по оз. Белому приведены в табл. 36.

ХИМИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ КАРСТОВЫХ ОЗЕР

При детальном исследовании карста изучение химического состава карстовых озер помогает уточнить распространение различных литологических типов карста, понять особенности циркуляции подземных вод и наметить зоны разгрузки карстовых вод.

Первая попытка районирования карстовых озер по гидрохимическим показателям была осуществлена в Пермской области (К. А. Горбунова, 1964; К. А. Горбунова, К. Г. Бутырина, Р. В. Яценко, 1967). На схематической карте Пермской области выделены районы, для которых показаны озера с различной минерализацией воды (рис. 78).

I. *Верхнепечорский район* приурочен к одноименной тектонической впадине. Впервые химический состав озер этого района был изучен И. Н. Шестовым и А. В. Шурубором (1963). Здесь преобладают соленые (до 17 г/л) хлоридно-натриевые озера, но встречаются и слабосоленые сульфатные.

Район сложен терригенными, сульфатными и галогенными породами уфимского и кунгурского ярусов пермской системы. Зеленовато-серые полимиктовые, разнотермные, сильно трещиноватые песчаники и алевролиты обнажаются по долинам рек Вишерки, Колвы и Везесьи. Сульфатные отложения, представленные гипсом мощностью до 5 м, выходят на поверхность в 2 км южнее д. Фадино и у д. Кикус. Галогенные отложения мощностью до 220 м вскрыты скважинами на глубине 350 м в 80 км севернее оз. Чусовского. Эта толща, сложенная каменными и калийными солями, вероятно, прослеживается и в районе оз. Чусовского, что доказывается развитием здесь форм рельефа, характерных для карста соли, и химическим составом подземных вод. К. А. Горбуновой в 1956 г. выделен здесь Колво-Вишерский район карста преимущественно в гипсах, а местами и в каменной соли.

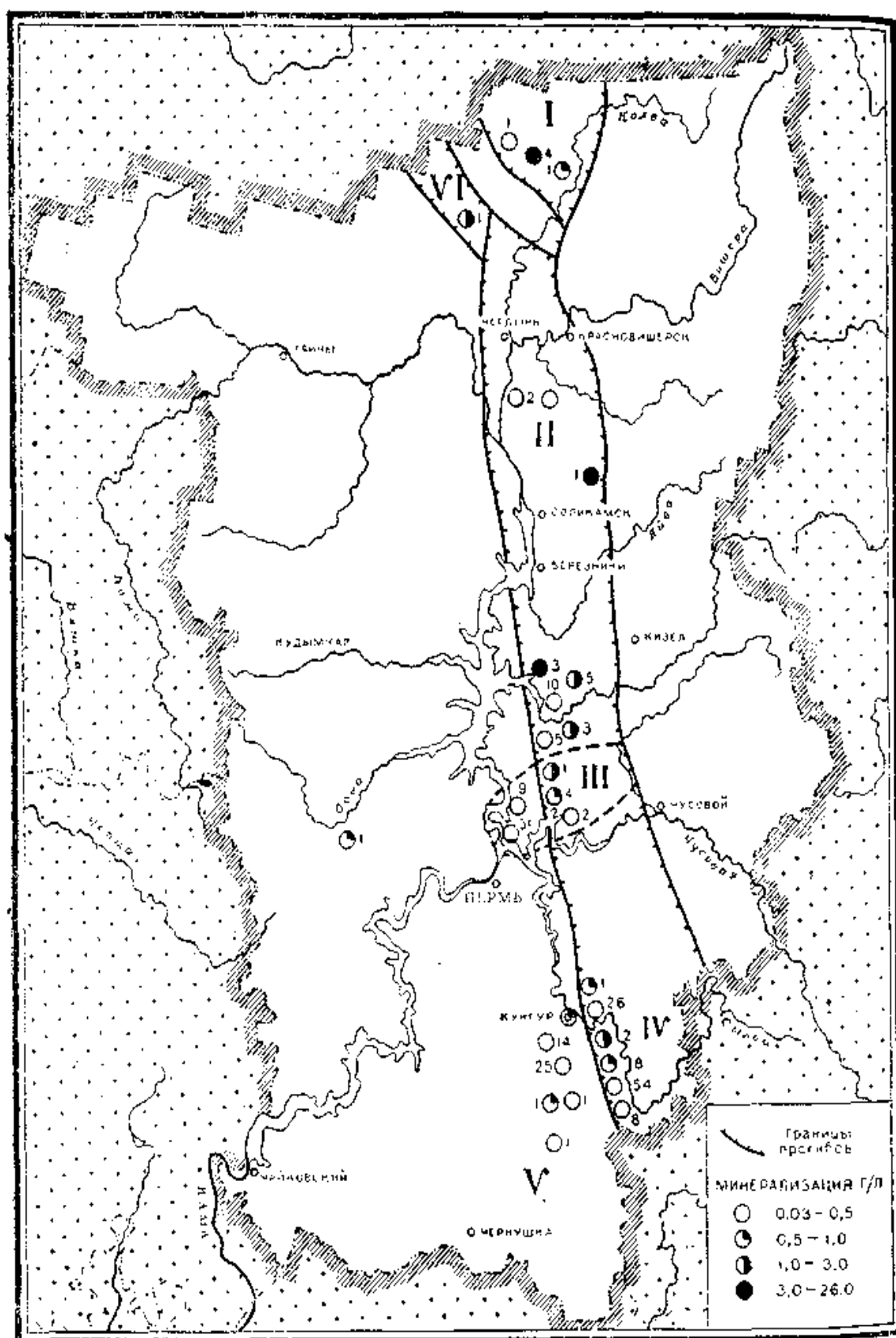


Рис. 78. Минерализация вод карстовых озер Пермской области (К. А. Горбунова, К. Г. Бутырина, Р. В. Ященко, 1967): I—VI — озерные районы, 1—54 — количество озер с данной минерализацией

В Верхнепечорском районе встречены две группы карстовых озер. Одна из них расположена в бассейне р. Березовки и в верховьях р. Вишерки, другая — в долине р. Колвы и деревень Кикус и Гадья.

Бассейн р. Березовки находится на западном крыле Верхнепечорской впадины, где сульфатно-галогенные породы залегают близко от земной поверхности и подвержены карстовым процессам. Озера первой группы расположены на территории заболоченной эрозионно-карстовой низины, вытянутой вдоль р. Березовки и верховьев р. Вишерки на 40 км при ширине от 2 до 7 км. В пределах низины встречается большое количество карстовых воронок и озер провального и коррозионно-просадочного происхождения. Долины небольших рек здесь расширены и заболочены. Вероятно, низина образовалась за счет выщелачивания мощной толщи солей и гипсов с дальнейшей просадкой вышележащих отложений и эрозионного сноса. С. М. Орлянкин (1941) подсчитал, что р. Вишерка, вытекающая из оз. Чусовского, ежегодно выносит в растворе 124 422 т соли. Самое большое оз. Чусовское вытянуто с северо-запада на юго-восток на 12 км при ширине от 0,5 до 2 км. В озеро впадает семь мелких речек, самой значительной из которых является р. Березовка, впадающая в него с севера. Вытекает из озера одна р. Вишерка.

В 3,1 км севернее оз. Чусовского расположено оз. Березовое длиной 2,7 км, шириной 1 км, состоящее из двух слившихся котловин.

В заболоченной низине имеется еще 14 озер. Почти все они округлой формы с диаметром от 50 до 300 м. Берега их обычно низкие и заболоченные. По химическому составу вод карстовые озера долины р. Березовки являются хлоридно-натриево-сульфатными и хлоридно-натриево-гидрокарбонатными. Хлоридно-натриево-сульфатная гидрохимическая фация типична для небольших озер с минерализацией воды от 5 до 17 г/л. В питании этих озер основную роль играют высокоминерализованные трещинно-карстовые воды хлоридно-натриевого состава, связанные с соляным карстом. Последнее подтверждается выходом в районе озер соляных источников. Кроме того, буровыми скважинами в устьях рек Щугора и Еловки на глубине от 7 до 30 м были вскрыты высокоминерализованные воды хлоридно-натриевого состава с минерализацией до 30 г/л. Хлоридно-натриево-гидрокарбонатная фация характерна для вод оз. Чусовского. Минерализация воды в нем равна 319 мг/л. Гидрохимический облик озера определяется смешением ультрапресных гидрокарбонатно-кальциевых вод атмосферных осадков и поверхностного стока с солеными карстовыми водами.

Озера второй группы, расположенные в долине р. Колвы у деревень Кикус и Гадья, связаны с карстом сульфатных отложений. Они имеют округлую форму с диаметром обычно не более 100 м. Химический состав их вод не изучен. Имеется лишь один анализ воды из оз. Голубого, расположенного в 2 км севернее д. Гадья. Вода его характеризуется гидрокарбонатно-натриево-сульфатной гидрохимической фацией

с минерализацией 1094 мг/л. Котловина представляет две слившиеся воронки и имеет длину 98 м при ширине 35 м.

II. *Соликамский район* расположен в пределах Соликамской депрессии. Здесь проявляется как сульфатный, так и соляной карст в отложениях кунгурского яруса пермской системы. Впервые на наличие соляных озер здесь обратили внимание И. Н. Шестов и А. В. Шурубор (1963). В дальнейшем южная часть района была изучена К. Г. Бутыриной (1966). Карстовые озера встречаются в долинах рек Глухой Вильвы, Игума, Косьвы и Пожвы.

Десять озер приурочены к Дурнятской эрозионно-карстовой депрессии, расположенной по среднему течению р. Пожвы. Депрессия неправильной формы вытянута с северо-востока на юго-запад на 2 км при ширине около 1,5 км. Озера имеют округлую или восьмиобразную форму. Длина самого большого оз. Большого составляет 232 м, ширина 112 м, а глубина 30 м. В оз. Роголек глубина достигает 61 м. Данные о размерах озер приведены в табл. 42. Берега озер низкие, заболоченные, цвет воды при солнечном освещении от бирюзового до зеркально-черного. Наиболее интересная система связанных между собой озер расположена в центральной части депрессии.

Озера Черное, Роголек и Каменка представляют расширенные устья восходящих сульфатных источников. Вода их имеет минерализацию 1,8—2,0 г/л и относится к сульфатно-кальциевой.

Из озер вытекают ручьи в проточное оз. Белое, на дне которого разгружаются соленые хлоридно-натриевые воды с минерализацией 12 г/л. Верхняя проточная часть озера имеет сульфатно-кальциевый состав. Из оз. Белого вытекают ручьи Исток и Паштиха с общим расходом в летний период около 43 тыс. м³/сутки, впадающие в р. Пожву. Летом в озерах слабо выражена прямая термическая стратификация. Даже поверхностные слои воды к концу лета остаются слабо нагретыми.

В восточной части депрессии расположены бессточные озера Большое, Малое, Савушкин Ложок, Новый Провал и Безымянное. Минерализация воды их в верхнем слое 41—74 мг/л, в придонном — 75—334 мг/л, состав — гидрокарбонатно-кальциевый. Озера питаются в основном атмосферными осадками и грунтовыми водами, поэтому уровень воды понижается зимой и летом. В летний период в более глубоких озерах выражена прямая температурная стратификация, причем температура поверхностных слоев воды близка к температуре окружающего воздуха. Здесь наряду с зарастающими сплавиной (Малое, Савушкин Ложок и др.) встречаются молодые озерные котловины. Примерно в 1920 г. образовалось оз. Новый Провал, имевшее форму глубокого колодца.

В западной части депрессии на правом берегу р. Пожвы расположено оз. Сидоровское и другие мелкие бессточные озера с ультрапресной водой, находящиеся в стадии угасания и зарастания сплавиной. Оз. Рябковское на правом коренном берегу р. Косьвы занимает дно

Таблица 42

Данные о размерах и химическом составе карстовых озер Соликамского района по К. Г. Бутыриной (1966)

Название озера	Длина, ширина, м	Наибольшая глубина, м	Минерализация, мг/л, гидрофация		Дата обследования
			поверхностный слой	придонный	
Белое	123 и 84	46	3624 SO ₄ —Cl—Na	12 006 Cl—Na—SO ₄	15/VII-64
Черное	65	16	1926 SO ₄ —Ca—HCO ₃	2448 SO ₄ —Cl—Ca	17/VII-61
Роголек	99 и 80	61	2003 SO ₄ —Ca—HCO ₃	2011 SO ₄ —Ca—HCO ₃	17/VII-64
Каменка	59	7,7	1831 SO ₄ —Ca—HCO ₃	1765 SO ₄ —Ca—HCO ₃	17/VII-64
Большое	232 и 112	30	54 HCO ₃ —Ca—SO ₄	75 HCO ₃ —Ca—SO ₄	16/VII-64
Малое		20	55 HCO ₃ —H ₂ SiO ₃ —Ca	105 HCO ₃ —Ca—H ₂ SiO ₃	16/VII-64
Нов. Провал	75	20	172 HCO ₃ —Ca—SO ₄	334 HCO ₃ —Ca—SO ₄	16/VII-64
Безымянное	52	9,5	75 HCO ₃ —Ca—SO ₄	173 HCO ₃ —Ca—Mg	16/VII-64
Савушкин Ложок	102 и 81	12		50 HCO ₃ —SO ₄ —Ca	16/VII-64
Сидоровское	101 и 71	3,9	40 HCO ₃ —Ca—SO ₄	107 HCO ₃ —Ca—Fe	15/VII-64
Рябовское	47	2,2			14/VII-63
Золотятское	15	2,5	80 HCO ₃ —Ca—Na	98 HCO ₃ —Ca—NH ₄ ,	9/VII-64
Золотятское II	18	1,7	97 HCO ₃ —Ca—Mg		9/VII-64
Оз. у пос. Наумята	131 и 18	0,8	13 537 Cl—Na—SO ₄		18/VII-64
Бояновское	29 и 24	6,7	2422 SO ₄ —Ca—Cl	2513 SO ₄ —Ca—Cl	13/VII-63
Водяной Гурган	24,5	6,5	915 SO ₄ —Ca—HCO ₃	1427 SO ₄ —Ca—Cl	13/VII-63
Калистовское	180 и 57	2,6	245 HCO ₃ —Ca—SO ₄	429 HCO ₃ —SO ₄ —Ca	17/VII-63
Лячинское	103 и 40	2,4			17/VII-63
Оз. у д. Бородкино	24 и 12	0,7			18/VII-63
Оз. у д. Малькова	17	2,5			19/VII-63

асимметричной чашеобразной воронки и покрыто сплавиной.

Два озера, находящиеся в д. Золотята. а также оз. Рябковское, имеют гидрокарбонатно-кальцевый состав воды и минерализацию 80—396 мг/л. Озера Бояновское и Водяной Гурган, расположенные на правом коренном склоне р. Исток, правого притока Вильвы, образовались в глубоких воронках с крутыми склонами. Они имеют сульфатно-кальцевый состав и минерализацию воды в поверхностном слое 915—2422 мг/л, в придонном — 1427—2513 мг/л.

Озера Калистовское и Лячинское с котловинами, состоящими из нескольких блюдцеобразных воронок, расположены на пойме левого берега р. Исток. Оз. у пос. Наумята представляет, видимо, старицу, в северо-западной части расширенную воронкой. От других озер-стариц оно отличается соленой водой с минерализацией 13,5 г/л и хлоридно-натриевым составом.

Карстовые озера в долинах рек Игум и Глухая Вильва, по данным И. Н. Шестова и А. В. Шурубора (1963), имеют хлоридно-натриевый состав и минерализацию воды 8—26 г/л.

III. *Полазнинско-Шалашинский район* расположен в пределах Пермского свода. Здесь развит сульфатный и карбонатно-сульфатный карст в отложениях кунгурского и уфимского ярусов пермской системы. Изучение озер здесь начато в 1952 г. К. А. Горбуновой (1956) и продолжено в последующие годы Р. В. Яценко (1961, 1963) и К. Г. Бутыриной (1962, 1966).

На Чусовском мысе Камского водохранилища в окрестностях деревень Городище, Кулигино, Залесная, Бобки, Гляденово и Боровково Р. В. Яценко обследовано гидрохимически 31 озеро. Озера расположены в кольматационных воронках и котловинах. Они питаются атмосферными осадками, водами поверхностного стока и частично грунтовыми водами. Некоторые озера являются эпизодически исчезающими, как, например, оз. в д. Залесной.

Размеры и форма котловин озер отражены на рис. 79. Наименьшую глубину имеют заболоченные озера. Большая глубина установлена у озер, покрытых сплавиной. Озеро 3 северо-восточнее д. Городище имеет глубину 4,3 м. На середине его образуется сплавина, занимающая пока незначительную часть зеркала воды. Озеро 7 в д. Кулигино с диаметром 60 м почти все затянута сплавиной. Глубина в свободной от сплавины части в 16 м от берега доходит до 2,8 м. В сплаvine на середине сделан колодец глубиной 9,2 м. Температура воды на свободной поверхности равна 18°, на глубине 2,8 м — 13° при температуре воздуха 25°. В колодце температура воды на поверхности 6°,5, а на глубине 9,2 м — 6°. Аналогичная картина наблюдается и для кулигинского озера 8. Кроме прибрежной юго-западной и южной частей озеро затянута сплавиной, в которой сделано окно глубиной 8 м. Температура воды на поверхности окна 8°, а у дна — 6°.

Пробы воды на химический анализ отбирались из поверхностного слоя у берега и на середине, а также из придонного слоя. Минерализация воды

в озерах составляет 32—211 мг/л и только в двух достигает 337 и 500 мг/л. Во многих озерах минерализация увеличивается с глубиной в основном за счет возрастания содержания Ca, Mg, SO₄ и особенно NO₃. Понижение в придонном слое минерализации, содержания гидрокарбонатного иона и кальция наблюдается

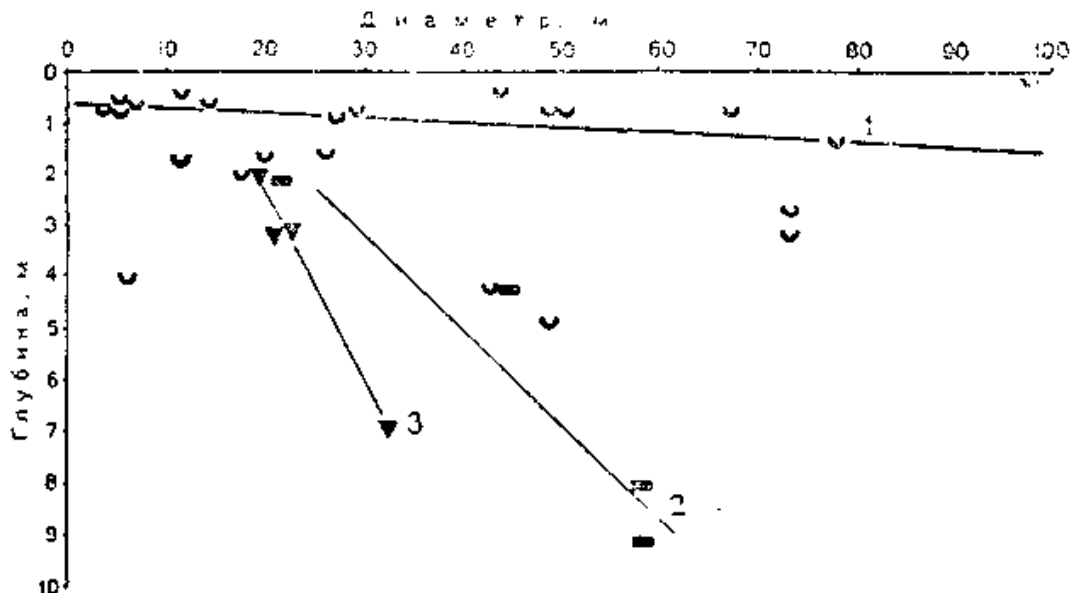


Рис. 79. Размеры и формы котловин озера Чусовского мыса в Пермской области по Р. В. Яценко (1968): 1 — блюдцеобразные, 2 — чашеобразные, 3 — конусообразные.

в озере 14 в д. Залесная. Несколько понижена минерализация и в придонном слое озера 6 и 17, глубина которых не превышает 0,7 м. Вода их относится к одной гидрохимической фации. Наблюдается также некоторое увеличение минерализации воды при удалении от берега к середине водоема, во многих случаях сопровождающееся изменением гидрохимических фаций. Гидрохимические фации рассматриваемых озера довольно разнообразны и изменяются как с глубиной, так и по мере удаления от берега к середине (табл. 43).

При всем разнообразии фаций они относятся преимущественно к одной — гидрокарбонатной формации. В озерах преобладают следующие гидрохимические фации: гидрокарбонатно-кальциевая, гидрокарбонатно-натриевая, гидрокарбонатно-нитратно-кальциевая.

На Полазнинском участке К. Г. Бутыриной (1962) и Р. В. Яценко описано 24 озера, из них 7 опробовано гидрохимически. Оз. в д. Константиновка имеет длину 39 м, ширину 34 м, наибольшую глубину 7 м. Оно обрамляется берегами, высота которых достигает 5 м. Оз. в д. Бесово длиной 22 м, шириной 15 м имеет наибольшую глубину 5,4 м. Оз. в д. В. Задолгая овальной в плане формы (50×70 м) отличается небольшой глубиной (2,3 м). Озера ультрапресные или пресные гидрокарбонатного состава. Воды многих озера используются для водоснабжения (табл. 44).

Более разнообразен состав озера Шалашинского участка (К. Г. Бутырина, 1966), где описано 29 озера. Оз. Сырник расположено

Таблица 43

**Минерализация и гидрохимические фации озер Чусовского мыса
в Пермской области по Р. В. Ященко (1963)**

№ озера	Местоположение озера	Минерализация (мг/л) и гидрохимическая фация			Глубина озера, м
		с поверхности		придонный слой	
		у берега	на середине		
1	д. Городище	174,4 HCO ₃ —Na—Cl	176,2 HCO ₃ —Ca—Na	198,0 HCO ₃ —Ca—Na	2,0
3	с.-в. д. Городище	93,5 HCO ₃ —Na—Ca(SO ₄)	108,0 HCO ₃ —Na—Ca	137,5 HCO ₃ —NO ₃ —Ca	4,3
4	“	35,0 HCO ₃ —Ca—SO ₄	57,7 Na—HCO ₃ —NO ₃	62,0 HCO ₃ —NO ₃ —Ca(SO ₄)	1,9
5	д. Залесная	155,0 HCO ₃ Ca—SO ₄ (Na)	169,7 HCO ₃ —Ca—SO ₄	177,0 HCO ₃ —Ca—SO ₄	10,0
8	д. Кулигино	37,8 HCO ₃ —Ca—SO ₄	68,5 HCO ₃ —Ca—Na	151,5 HCO ₃ —NO ₃ —Ca	8,0
14	д. Залесная (у фермы)	119,0 HCO ₃ —NO ₃ —Na	101,0 HCO ₃ —Na—Ca(NO ₃)	94,0 HCO ₃ —Na—Cl	4,8
16	д. Гляденово	93,0 HCO ₃ —Na—NO ₃	80,5 HCO ₃ —Na—Ca	144,0 HCO ₃ —SO ₄ —NO ₃	1,8
18	д. Бобки	70,5 HCO ₃ —Na—Cl	100,5 HCO ₃ —SO ₄ —Na	135,0 HCO ₃ —NO ₃ —SO ₄	3,0
21	“	85,0 HCO ₃ —SO ₄ —Na	91,0 HCO ₃ —Na—SO ₄ (NO ₃)	114,0 HCO ₃ —NO ₃ —Ca	7,0
22	“	80,9 HCO ₃ —Ca—Mg	90,4 HCO ₃ —Ca—Na(SO ₄)	124,8 HCO ₃ —Na—Ca(SO ₄)	1,5
29	“	55,7 NO ₃ —HCO ₃ —Na	66,0 HCO ₃ —Na—NO ₃ (SO ₄)	55,5 HCO ₃ —Na—NO ₃	2,0

в 2,5 км от д. Загоскино. Зимой 1938—1939 г. площадь озера увеличилась в результате провала берега. Длина озера 104 м, ширина 80 м, наибольшая глубина 9,5 м. Один из берегов крутой и высокий (11 м). По водной поверхности плавает сплавина (35×80 м). До провала сплавина была прикреплена к берегу. После провала уровень озера понизился и сплавина осела, а затем при восстановлении уровня воды превратилась в остров.

Таблица 44

Химический состав озер в деревнях Бесово и Константиновка, мг/л

Озеро	Дата	Минер.	HCO ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na + K
В д. Бесово	IX-66	56,9	36,6	6,0	нет	8,0	2,4	2,5
	I-67	81,3	54,9	6,0	—	11,0	3,0	5,0
В д. Константиновка	VIII-66	139,7	85,4	10,0	7,0	24,0	2,4	9,4
	X-66	164,6	91,5	10,0	17,7	24,0	3,6	16,3
	XII-66	182,3	122,0	10,0	3,5	30,0	3,6	11,7
	III-67	214,4	146,4	10,0	3,5	36,0	5,5	11,5

В 300 м ю.-в. оз. Сырник расположено оз. Земляное. На памяти жителей вода дважды уходила из него, причем последний раз в 1964 г. В июле 1965 г. глубина озера снова увеличилась до 5 м.

Таблица 45

Озера Шалашнинского участка в Пермской области по данным К. Г. Бутыриной

Название озера	Длина и ширина, м	Площадь, тыс. м ²	Наиб. глубина, м	Водный баланс	Дата обследования
Трошково	140 и 110	10,6	13	сточн.	25/VIII-65
Сырник	104 и 80	5,0	9,5	б/ст.	3/VII-64
Красное	50 и 35	1,8	2,0	сточн.	25/VII-65
У д. Загоскино	11	—	3,0	б/ст.	“
У д. Загоскино	11	—	2,5	б/ст.	“
Шалашнинское	120 и 80	7,1	6,0	сточн.	3/VIII-65
Мутнинское	81 и 33	2,7	4,7	б/ст.	6/IX-64
Волковое	144 и 35	5,0	5,4	проточн.	8/IX-64
Большое	390 и 170	42,2	16	сточн.	4/VIII-65

Таблица 46

Химический состав вод карстовых озер Шалашнинского участка Пермской области (мг/л)

Название озера, глубина взятия пробы, м	Минерал.	HCO ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na+K	pH	Дата
Большое, пов.	1519,3	195,3	924,6	7,1	293,6	42,6	37,9	7,1	4/VIII-65
“ 13	1817,6	244,1	1044,7	10,6	423,9	43,8	21,9	6,8	“
Трошково, 5	354,9	244,9	6,0	нет	64,1	13,4	0,5	7,3	25/VII-65
“ 13	509,6	353,9	6,0	3,6	60,1	14,6	34,3	6,5	“
Шалашнинское, пов.	2201,5	231,9	1332,9	7,1	546,1	48,6	11,5	7,0	3/VIII-65
“ 5,6	2148,9	219,7	1308,9	3,6	546,1	39,5	10,4	7,0	„
Сырник, пов.	39,8	24,4	6,0	нет	5,0	1,8	2,3	6,4	3/VII-64
“ 8,5	60,9	36,6	6,0	нет	5,0	3,0	4,6	5,7	“
Мутнинское, 2	573,8	167,8	249,8	нет	128,3	14,6	10,4	6,7	6/IX-64
“ 4,7	543,8	167,8	230,6	нет	124,3	17,0	1,1	6,9	“
Волковое, зап. б., пов.	1079,7	195,3	566,8	3,6	252,5	29,2	6,9	7,5	8/IX-64
“ центр., 2,5	990,9	176,9	528,4	5,3	236,5	26,8	8,1	7,5	“
“ 5,3	973,6	170,9	518,8	5,3	236,5	26,7	3,5	7,2	“

Аналитик Л. Н. Шварева

Группа озер находится в пойме р. Озерной, притока р. Мутной. 9 из них расположены в озерной карстовой котловине и соединяются между собой протоками. Через два озера протекает р. Озерная. Самым значительным является оз. Большое, в которое впадают многочисленные родники. Сток в соседнее озеро происходит по заболоченной протоке. Данные о размерах озер приведены в табл. 45.

Химический состав озер разнообразен. Бессточное оз. Сырник, питающееся атмосферными осадками, имеет ультрапресную воду гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевого состава. В питании озер Трошково и Мутнинского принимают участие и подземные воды (табл. 46).

Озера Большое, Шалашнинское и Волковое имеют сульфатно-кальциево-гидрокарбонатный состав и повышенную минерализацию воды. Они питаются карстовыми водами.

IV. *Кишертско-Суксунский район* расположен на восточном крыле Уфимского вала. Он характеризуется интенсивным сульфатным карстом в отложениях кунгурского яруса пермской системы. Озера этого района описаны в ряде работ (К. А. Горбунова, 1957, 1959, 1962, 1964, 1965).

Севернее р. Сылвы озера приурочены к воронкам или котловинам на закарстованной поверхности междуречья Сылвы и Шаквы. В июле 1959 г. здесь было обследовано 37 озер. Наиболее крупные по площади, но неглубокие, озера с длиной до 150 м при ширине до 110 м расположены в деревнях Камышное, Безукладное, Удалово, Поляково, Анисимово, Климово. Озеро в д. Безукладное имеет наибольшую глубину 10 м. Некоторые котловины слабо заболочены; у других по берегам растут осока, кустарник; третьи покрыты сплавиной. В плане они обычно овальные, реже — округлые или сложных очертаний. Минерализация озерной воды составляет 71—275 мг/л и только в одном случае — 619 мг/л (табл. 38). Основными компонентами являются гидрокарбонатный, кальциевый, нитратный и натриевый ионы.

Южнее р. Сылвы в окрестностях с. Усть-Кишерт озера в большинстве случаев представляют воронки, заполненные водой. Они расположены в долинах рек Сылвы, Кишертки и Сединки, отличаясь небольшой площадью и глубиной до 22 м. На первой террасе р. Сылвы севернее с. Усть-Кишерт карстовые озера приурочены к древним старицам. Таковы оз. в д. Кобыльчата с поперечником 50 м, оз. Круглое с длиной 108 м, шириной 97 м и глубиной 13 м, оз. Головка с поперечником около 60 м при глубине 8,6 м. В северной части с. Усть-Кишерт на первой террасе р. Сылвы расположено три озера, причем восточное из них имеет поперечник 44 м при глубине 3,8 м. Южнее на второй террасе находятся озера Восьмерка и Провал, котловины которых вытянуты в широтном направлении. Оз. Восьмерка состоит из двух слившихся воронок, большая из них по летним замерам 1953 г. имеет поперечник 22—27 м, глубину 8,6 м, а меньшая соответственно — 18 м и 3 м.

28 августа 1949 г. на огороде одного из жителей с. Усть-Кишерть возникло три провала. Два из них соединились и заполнились водой, превратившись в озеро, названное Провалом, с крутыми отвесными берегами высотой 9 м. Глубина озера была 5,45 м. В последующие годы берега его выполаживаются, конфигурация котловины изменяется (рис. 80). В июле 1953 г. общая длина оз. Провал составляла 49 м при поперечнике восточной части 38 м, западной 11 м и наибольшей глубине 4 м. Из других озер в с. Усть-Кишерть необходимо отметить Яму, Молебное, Безымянное и Зуевское.

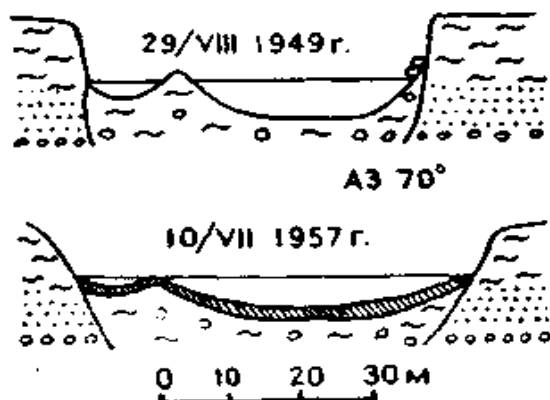


Рис. 80. Эволюция оз. Провал в с. Усть-Кишерть Пермской области по К. А. Горбуновой (1965)

Оз. Молебное расположено на второй террасе р. Сылвы. Длина его — 120 м, ширина — 108 м (лето 1953 г.), наибольшая глубина — 19,5 м, площадь — 12 383 м², объем воды — 51934 м³. Берега имеют высоту от 4 до 7 м. Среди населения сохранилось предание о том, что на месте озера росли деревья, которые провалились. В дореволюционное время жители считали озеро святым и на берегу его совершали религиозные обряды. Отсюда и происходит его название. В настоящее время вода озера используется для питьевых целей. Восточнее оз. Молебного расположено оз. Безымянное с поперечником 46 м и наибольшей глубиной 4,7 м.

Интересно оз. Зуевское с поперечником 42 м и глубиной 2,5 м (2/VII—1958 г.), являющееся местом разгрузки сульфатных карстовых вод. В долине р. Кишертки и ее притока Сединки описано восемь небольших озер. Из них оз. Кишертское 5 представляет гидрогеологическое окно. Оно имеет овальную в плане форму (6,5×7,2 м) и глубину 6,6 м. В южной части дна обнаружен канал с поперечником около 30 см и глубиной 22 м.

Химический состав вод озер окрестностей с. Усть-Кишерть разнообразен и зависит от условий их питания. Минерализация воды изменяется от 84 до 2076 мг/л. Повышенную минерализацию (517—857 мг/л) имеют озера на первой террасе р. Кишертки, питающиеся грунтовыми и карстовыми водами. В оз. Зуевском минерализация воды в летний период составляет 2 г/л, а зимой увеличивается до 2,4 г/л при сульфатно-кальциевом составе.

Южнее с. Усть-Кишерть в окрестностях д. Дремино озера приурочены к воронкам на дне и склонах карстовой котловины. В северной

части деревни расположено мелкое озеро с поперечником 43 м, вода которого имеет гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевый состав и минерализацию 214 мг/л.

В Бурцевской карстовой депрессии озерная система начинается болотом, расположенным в верховьях ложбины, впадающей в долину р. Сединки. На юг от болота идет ложбина до оз. Бурцевского, которое представляет сдвоенную воронку, заполненную водой. Длина озера 85 м, ширина одной воронки 63 м и другой 30 м, наибольшая глубина — 7,5 м. Весной вода из озера переливает по ложбине на север к болоту. От западной части озера отходит ложбина к оз. Березовому. Поперечник его 55—60 м. Большая часть покрыта неподвижной славвиной, на которой растут осока, камыш, кустарник, березки. В середине озера имеется окно воды с поперечником около 9 м. Глубина у края славвины в 25 м от западного берега составляет 8 м. В юго-восточной части это озеро соединяется с Южным. Оз. Южное имеет сложную ванну, состоящую из нескольких воронок. Берега озера заболочены. Местами к ним как бы припаяна славвина. Небольшие островки славвины с поперечником 5—6 м переносятся ветром то к одному, то к другому берегу. Длина озера около 200 м, ширина 80 м, глубина у берега — 3,3 м, у края славвины — 4,6 м. В 12—14 м ю.-в. оз. Южного расположено озеро, имеющее в плане вид восьмерки с общей длиной около 40 м, шириной меньшей части 11,5 м, большей — 20 м. Поверхность его покрыта ряской. Кроме отмеченных, описано еще четыре небольших мелких озера в воронках.

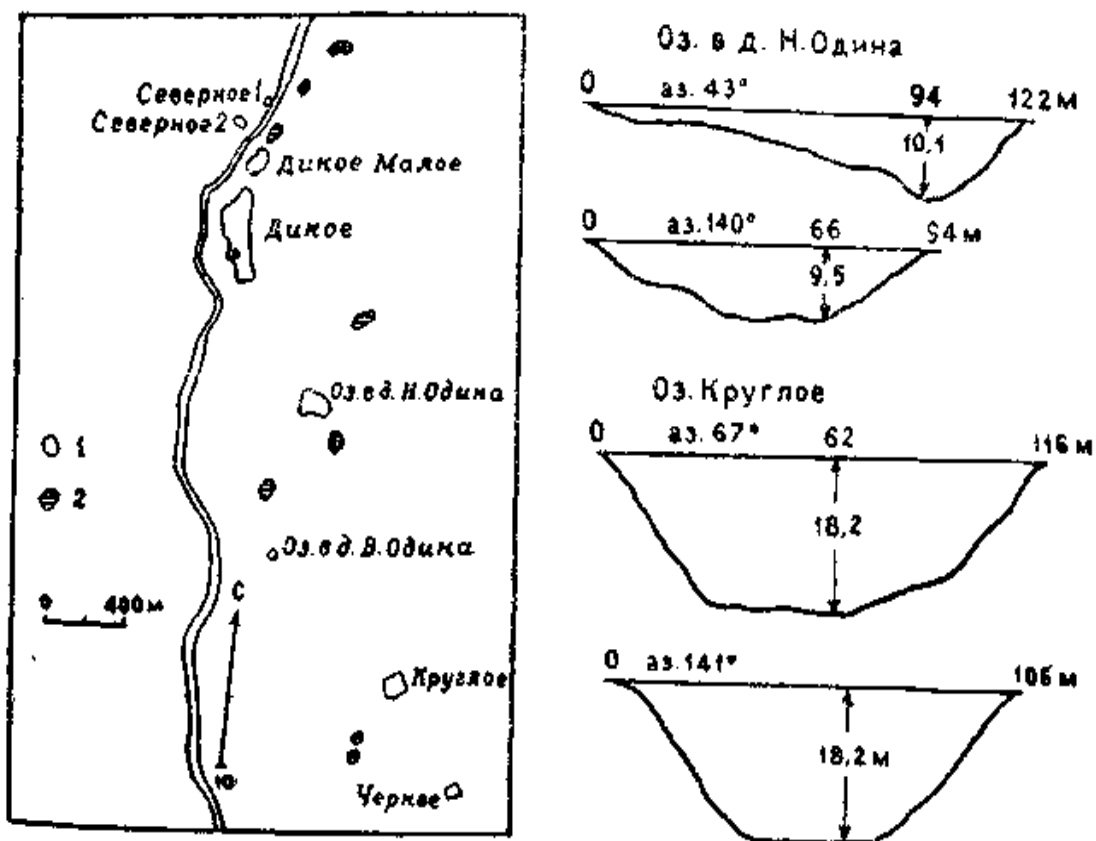


Рис. 81. План и профили озер Дикоозерской карстовой депрессии в Пермской области по К. А. Горбуновой (1965): 1 — озера, 2 — болота

По данным летних анализов 1958 г. минерализация воды озер Бурцевской депрессии колеблется от 100 до 300 мг/л. Состав ее гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевый, гидрокарбонатно-кальциево-нитратный.

В Мазуевской депрессии выделяется две группы озер, находящихся в разных стадиях развития и характеризующихся разнообразным составом воды (К. А. Горбунова, 1959). Они описаны выше (стр. 327).

На дне и склонах Дикоозерской карстовой котловины расположено 8 озер (рис. 81), данные о которых приведены в табл. 47.

Таблица 47

Озера Дикоозерской карстовой депрессии (VII—1958 г.)

№ п. п.	Название	Длина и ширина, м	Глубина, м	Минерализация, мг/л	Гидрохимическая фация
1	Дикое	400—140	6,8	239	HCO ₃ —Na
2	Дикое Малое	118—96	3,25		—
3	Северное 1	26—19,2	0,6	277	HCO ₃ —Ca—SO ₄
4	Северное 2	40—31	1,5	248	HCO ₃ —SO ₄ —Na
5	В д. Нижняя Одина	122—94	19,0	189	HCO ₃ —SO ₄ —Ca
6	В д. Верхняя Одина	30—27	4,9	325	HCO ₃ —SO ₄ —Ca
7	Круглое	116—106	18,2	214	HCO ₃ —SO ₄ —Na
8	Черное	44—36	3,1	217	HCO ₃ —SO ₄ —Na

Озера находятся в различных стадиях заболачивания. Вода их пресная, мягкая, гидрокарбонатного состава.

В 1,3 км с.-з. д. Советина в плоской котловине расположено оз. Букино. Летом 1958 г. длина его была 67 м, ширина 51 м, наибольшая глубина 2,1 м. В сухое летнее время площадь озера сильно сокращается.

В Суксунско-Советинской карстовой депрессии в окрестностях деревень Советина и Киселево описано 31 озеро в небольших котловинах или воронках. Поперечник их не превышает 40 м, глубина обычно небольшая и только в единичных случаях составляет 4—7 м. Преобладающая часть озер имеет преимущественно атмосферное питание. Вода их пресная с минерализацией от 61 до 368 мг/л, мягкая или умеренно-жесткая, преимущественно гидрокарбонатно-кальциевого состава. Два озера имеют минерализацию 572 и 641 мг/л и одно болото — 766 мг/л.

На древней сильно закарстованной террасе правобережья р. Иргины, восточнее с. Б. Ключи описано три озера с поперечниками 30—90 м,

покрытые сплавиной и заболоченные, а также семь болот с поперечниками 18—47 м. Южнее д. Дьяковки почти до Сибирского тракта заболоченные озера и плоские блюдца являются преобладающей формой рельефа. Наиболее значительным является оз. в д. Дьяковка с длиной 180 м, шириной 35 м. Западнее у дороги на дне карстовой воронки находится небольшое оз. Мостовское.

Севернее Сибирского тракта на дне ложбины расположено оз. Ложбинное длиной 25 м, шириной 15 м и высотой берегов от 2,5 до 6 м. Здесь же обследовано оз. Карасье, котловина которого представляет сдвоенную воронку. Поперечник большей части — 23 м, а глубина — 1,3 м, меньшей — соответственно 18 м и 0,84 м (замеры 17/VIII-1958 г.).

На с.-з. от оз. Карасьего тянется цепь воронок, находящихся в разных стадиях развития. Воронка, расположенная в 4 м от оз. Карасьего, заполнена водой и представляет озеро с поперечником около 30 м и высотой ю.-в. берега 7 м. Оно отделяется небольшой перемычкой от озера, покрытого сплавиной с поперечником около 25 м. Это озеро примыкает к болоту, заросшему осокой с поперечником около 24 м. Северо-восточнее оз. Карасьего в логу описано небольшое оз. Ложковое (25×20 м).

Южнее Сибирского тракта расположено пять небольших озер. 29/IX-1958 г. были отобраны пробы воды из восьми озер правобережья р. Иргины. Минерализация воды колеблется от 82 до 290 мг/л. Вода преимущественно гидрокарбонатно-кальциевая или гидрокарбонатно-натриевая.

V. *Сылвинско-Иренский* район расположен на западном крыле Уфимского вала, занимая правобережные части рек Ирени и Сылвы. Здесь закарстованы сульфатные и частично карбонатные отложения кунгурского яруса. Озера данного района исследованы Р. В. Яценко. На территории г. Кунгура в долине р. Сылвы расположено оз. Кротовское. Изменение минерализации и состава воды в нем с глубиной рассмотрено ранее. Южнее г. Кунгура в д. Сухая Речка и ее окрестностях исследовано 14 озер. Наибольшие размеры имеет округлое в плане (55×50 м) оз. Харламова Яма I с максимальной глубиной 9 м. Минерализация воды в нем 19 августа 1963 г. возрастала с глубиной, составляя на поверхности в центре 50,3 мг/л, на глубине 4,5 м — 117,2 мг/л, 9 м — 131,2 мг/л. Оз. Окуневое, представляющее сдвоенную воронку с длиной 66 м и наибольшей шириной 37 м, имеет глубину 4 м.

По данным 22 химических анализов установлено, что минерализация озерных вод составляет 40—268 мг/л. Большая часть проб имеет гидрокарбонатно-кальциево-сульфатный состав и незначительная — гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевый.

Небольшие карстовые озера встречаются в окрестностях деревень Арсеновки, Подзуево, Журавлево, Голухино, Суворове, Шубино. Из 30 озер большая часть является ультрапресными и пресными гидрокарбонатно-кальциевого состава, и только единичные озера

имеют повышенную минерализацию и сульфатно-кальциевый состав.

VI. Предтима́нский район совпадает с одноименным прогибом. На участках, сложенных гипсоносными породами кунгурского яруса, некоторые воронки и котловины заполнены водой. Гидрохимия озер не изучена. Одно обследованное озеро имеет сульфатный состав и минерализацию 4,6 г/л.

Карстовые озера в рассмотренных шести районах, изученных с разной степенью детальности, относятся к трем гидрохимическим формациям: преобладающей гидрокарбонатной, сульфатной и хлоридной, характеризующимся определенной минерализацией.

Дальнейшие исследования позволят детализировать приведенное районирование, получить новые данные о гидрохимическом режиме карстовых озер.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГАЗОВ ОТЛОЖЕНИЙ КАРСТОВЫХ ОЗЕР И БОЛОТ

Данные о составе газов озерных отложений немногочисленны. Приведем их для водоемов Башкирии (табл. 48).

Таблица 48

Химический состав газов отложений карстовых озер Башкирской АССР (по М. И. Суббота, 1959)

№ пробы	Озеро	Дата отбора, 1953	Содержание газов в объемных %						Тип газа
			CH ₄	тяж. фракц.	N ₂ + редкие	CO ₂	O ₂	H ₂	
1	Емашево	17/VIII	83,3	0	11,5	4,9	0,3	0	метановый
2	Благовещенск	5/VIII	80,3	0	14,2	5,1	0,4	0	“
3	“	5/VIII	64,4	0,01	28,5	4,7	0,4	0	метаново-азотный
4	Ахлыстино	30/VII	74,0	0,01	20,2	4,9	0,9	0	метановый
5	Кандры-Куль	7/VIII	60,6	0	35,9	3,2	0,3	0	метаново-азотный
6	Мочальное	25/IX	62,3	0	33,8	3,6	0,3	0	“

Илы изученных пяти карстовых озер Башкирии характеризуются газом, содержащим 83,3—60,6% метана. При наличии в газе N₂ менее 25% М. И. Суббота относит его к метановому типу газовой ассоциации, а при большем содержании — к метаново-азотному.

Условия отбора проб газа были таковы.

Проба 1 отобрана из озера в карстовой воронке на возвышенности между с. Емашево и с. Усинским. Дно и берега сложены торфообразной массой значительной мощности. Из торфообразного ила очень бурно выделяется газ.

Пробы 2, 3 взяты из карстового озера в северо-западной части пос. Благовещенск. На дне находится торф. В центре имеется плавающая сплавина. При протыкании палкой из-под торфа выделяется много газа.

Карстовое озеро в 1 км к северу от дер. Ахлыстино заросло по краям лилиями и кувшинками. Газ выделяется слабо (проба 4).

Дно оз. Кандры-Куль илистое, местами песчаное. Илы содержат мало газа (проба 5).

Озеро Мочальное находится в карстовой воронке у Благовещенска. Оно сильно заболочено, вода в нем зеленая, дно илистое с малым содержанием газа.

К ГЕОГРАФИИ ОЗЕР КАРСТОВЫХ РАЙОНОВ

В настоящем разделе мы рассмотрим распространение карстовых озер в СССР и в некоторых зарубежных странах. Обзор этот не претендует на полноту. Данные о карстовых озерах содержатся не только в специальных статьях и в некоторых монографиях по карстоведению, но и в чрезвычайно обширной гидрологической, геологической, географической и другой литературе. Сведения эти характеризуются различной степенью детальности. Иногда это просто упоминание о наличии в том или ином районе карстовых озер. В других случаях приводятся только названия озер. Значительно реже публикуются планы в изобатах, профили, разнообразные морфометрические и другие данные и, в частности, сведения о водном балансе, химическом составе озерных вод. Этим обусловлена различная полнота приводимых сведений. Необходимо было также сделать данный раздел по возможности более кратким, поэтому многие известные авторам работы не были упомянуты и использованы. Написание обстоятельной географии карстовых озер или, точнее, озер карстовых районов — дело будущего.

Карстовые озера СССР

На территории СССР учтено 350 000 озер с площадью зеркала более $0,01 \text{ км}^2$ (Б. Б. Богословский, 1967). Большая часть карстовых озер обладает площадью менее 1 га и не входит в этот подсчет. Всего в СССР не менее десяти тысяч карстовых озер, так как только в районе Урала, Приуралья и Татарии по неполным данным их более 1500.

На схематической карте районирования озер по водному балансу (Б. Б. Богословский, 1960) большая часть карстовых озер приурочена к подзонам I — господствующего стока и II — преобладающего стока. Значительно меньше их в III — испарительно-приточной зоне. Специфической особенностью карстовых озер является то, что они сравнительно редко являются стоковыми и особенно стоково-приточными. По большей части эти озера относятся к испаряющим или подземно-стоковым.

В северо-западной части Русской платформы (Латвийская седловина, Белорусская антеклиза) среди поверхностных форм встречаются и карстовые озера. При кольматации поноров

группы карстовых воронок, соединяясь, образуют подвешенные карстовые озера, дно которых выше уровня карстовых вод. Наибольшее карстовое озеро имеет длину 1100 м, ширину 200 м и глубину до 12 м. В засушливые годы озера мелеют и превращаются в цепочки водоемов, разделенных перемычками. Воды карстовых озер имеют пеструю минерализацию, достигающую 1000 мг/л (Н. В. Родионов, 1963). Данные о карстовых озерах Латвии есть и в работах К. К. Белюкаса (1953).

На западном и северо-западном крыле Московской синеклизы в бассейне р. Мсты в карбонатных породах серпуховской свиты нижнего карбона встречаются периодически исчезающие карстовые озера. В Тихвинском районе наиболее крупные карстовые озера расположены в районе поселков Городно и Черное. В окрестностях оз. Белого на Борисово-Судском плато и на р. Иводи наблюдаются периодически исчезающие карстовые озера, описанные Г. И. Куликовским (1894). К северу от г. Белозерска в известняках имеется периодически исчезающее оз. Друтинское. Шимозеро, Ундозеро и Куштозеро то периодически заполняются водой, то поглощаются в «пучинах», создавая водовороты. Г. И. Куликовский (1894) отмечает, что Куштозеро временами высыхает до такой степени, что на дне его засевают хлеб и косят траву (М. В. Карандеева, 1957). Эти озера, расположенные между оз. Белым и Онежским, соединены подземными каналами (Н. В. Родионов, 1963).

Северо-западное крыло Московской синеклизы является одним из типичных районов интенсивных карстопроявлений. Основной областью питания подземных вод здесь является район карстовых озер, расположенный восточнее карбонового уступа. Воды карстовых озер отличаются малой минерализацией. Сухой остаток в них колеблется от 40 до 100 мг/л. Жесткость изменяется в пределах 0,57—1,4 мг-экв.

Мягкие, слабо минерализованные воды озер содержат довольно большое количество свободной углекислоты. Попадая в карбонатные породы, воды озер постепенно обогащаются ионами кальция и гидрокарбонатным, увеличивают свою жесткость и становятся более минерализованными.

К другой группе относятся озера Кафтино, Пирос, Лимандрово, Люто, Шерегородо и др. по форме, изрезанности берегов, часто по ориентировке, весьма сходные с периодически исчезающими озерами. Из них только оз. Шерегородо, описанное ранее как эпизодически исчезающее, осушилось в 1940 г. (А. Ф. Якушова, 1949).

Н. В. Тессман (1958) отмечает в районе Каргополя и оз. Лача карстовые воронки диаметром до 100 м и небольшие карстовые озера. Севернее Кенозера, в бассейнах рек Осиповки и Мяндовы, также есть карстовые озера Долгое, Щучье и другие.

Н. Н. Соболев (1899) указывал на широкое развитие карста между ст. Обозерской и долиной р. Моши. Здесь имеются карстовые озера, в том числе периодически исчезающие оз. Сямго и другие.

На площади распространения гипсово-доломитовых пород нижней перми (верхнекулойская свита) в долине р. Мехреньги (правый приток р. Емцы, бассейн С. Двины) известны многочисленные озера карстового происхождения (Н. В. Родионов, 1963). В бассейне р. Мехреньги на Шорда-Нельнюгском водоразделе 3—4 десятилетия назад возникло карстовое оз. Опало (Н. П. Торсуев, 1961).

На территории Онего-Северодвинского междуречья Н. П. Торсуев (1964) описывает периодически исчезающие озера в воронках «поверхностного выщелачивания», характерные для районов карбонатного карста. Интересно оз. Б. Сухое, описанное М. М. Толстихиной и Н. И. Толстихиным (1935). В оз. Б. Сухое, длина которого достигает 2 км, впадает несколько небольших ручьев, дренирующих окружающие болота. В южной части его расположена поглощающая воронка диаметром 48 м и глубиной 8 м. Весной котловина озера заполняется водой, зимой вода сохраняется только в воронке. Несколько воронок известно на оз. Обозеро, имеющем длину 7 км, ширину 1,5 км. Весной из него вытекает р. Ваймуга, которая летом пересыхает. Оз. Чачь-Езеро состоит из двух котловин, соединяющихся ручьем. К началу августа основная масса воды выносится из озера ручьем, впадающим вблизи расположенную воронку. К периодически исчезающим относится также оз. Сямго, в которое впадает речка. Средняя глубина его 2,5 м, глубина в поглощающей воронке около 20 м.

На южном крыле Московской синеклизы, где угленосные отложения покрывают упинские известняки, карст наиболее развит в районе д. Б. Озерки, в Засеке, в окрестностях Ясной Поляны. Самой распространенной формой являются воронки чаще округлой, иногда удлиненной формы. Некоторые из них заполнены водой и образуют озера, другие же в различной степени заболочены. Особенно много карстовых озер подобного типа наблюдается в районе д. Б. Озерки. Они обладают значительной глубиной при небольших поверхностных размерах — длине и ширине. Озера вытянуты обычно с юго-востока на северо-запад (А. Ф. Якушова, 1949).

В Щекинском районе В. И. Ечеистова отмечает большое количество карстовых воронок-озер, постепенно зарастающих и превращающихся в болота размером примерно 400×150 м. В воронке-озере близ с. Фалдино (Ясная Поляна) лес затоплен на 1—1,5 м, что указывает на сравнительно недавнее образование озера. Недалеко от г. Щекино в одном из карстовых озер происходили провалы в 1931 и 1944 гг., обнажившие часть берега высотой до 15 м (Н. В. Родионов, 1963).

На восточном крыле Московской синеклизы карстовые озера широко распространены. Много озер в бассейне Оки и ее правых притоков, в бассейне р. Пьяны, в верховьях р. Алатыря. На водоразделе рек Тешы и Сережи имеются карстовые озера Сарское, Чарское, Пустынное и другие с поперечником до 1 км, глубиной до 25 м (Н. В. Родионов, 1963).

Периодически исчезающие карстовые озера были описаны еще В. В. Докучаевым (1886), А. Н. Мазаровичем (1912), В. П. Амалицким (1891), а в последнее время В. М. Соколовой (1955), А. И. Маркиным (1953), О. А. Галошиным, И. И. Ильиной (1967) и др. В Горьковской области много разнообразных карстовых озер. Укажем из них некоторые. Оз. Вадское или Мордовское находится между с. Вад и с. Мордовское. Оно имеет неправильную вытянутую форму длиной около 1,5 км и шириной около 0,5 км. Глубина его 1—2 м, но в разных местах дна имеется три карстовые воронки глубиной до 12 м. Эти воронки — восходящие источники или по местному воклины. Из оз. Вадского вытекает поток, на котором работала электростанция мощностью 25 квт, а ниже, в месте слияния рек Вадок и Вадьма, — вторая, более мощная.

Оз. Сосновское округлое в плане с двумя островами — останцами расположено в 10 км от с. Вад. По А. И. Маркину оно возникло из кольца карстовых воронок, внутри которого сохранился останец. Глубина озера не более 1,5 м. Озеро периодически исчезает. Уровень воды в нем подвержен сезонным колебаниям, понижаясь обычно к концу лета, а зимой вода сохраняется только в углублениях дна южнее острова. При быстрых уходах воды рыба остается на оголенном дне.

Оз. Инява на левом берегу р. Пьяны около с. Пелекшево относится к сточным. Из него вытекает речка, на которой раньше работала мельница-электростанция. Озеро питается мощным источником, вытекающим у основания обрыва восточного берега. Рядом с оз. Инява в долине находится оз. Малая Инява или Инявка. На правом берегу р. Пьяны из небольшого оз. Тумерка, питающегося карстовыми ключами, вытекает ручей, стекающий в Пьяну по глубокой рытвине.

В окрестностях Пелекшева находится несколько карстовых озер, в том числе оз. Синее. На одном из них плавает сплавина. В д. Козловке несколько озер, часть из которых исчезающие.

Сточное оз. Чембасовское на левом берегу р. Пьяны с лабиринтом заливов, проливов, островов и полуостровов представляет чередование узких протоков и широких открытых участков. От главного озера отходит цепочка воронок — озер.

В районе Борнуковской пещеры находятся карстовые озера Красное, Пиявочное, Борок, Пловучее. На последнем есть плавающая сплавина. Сплавина есть и на других карстовых озерах Горьковской области. В Ичалковском бору расположены карстовые озера Каменное, Мочальное, Воклина, Березовое, Казанское, Гузнары, Зеленые Лягушки и другие.

На р. Сереже около с. Чернуха некоторые воронки карстового поля представляют небольшие озера. Около с. Старая Пустошь находится группа самых больших озер Горьковской области: Великое, Глубокое, Святое, Кругленькое, Первое, Долгое, Нарбус, Карасевое общей площадью в несколько квадратных километров. Западнее по долине р. Сережи в лесистой местности располагается группа карстовых озер:

Большое, Большая Унзовка, Рой и другие. У с. Пиявочное Озеро в Чернухинском районе находится одноименное карстовое озеро длиной около двух километров. На запад и восток от него прослеживаются цепочки карстовых воронок, на дне которых тоже есть озерки. А. И. Маркин предполагает, что оз. Пиявочное имеет подземный сток в р. Коваксу — приток Сережи. У северного возвышенного берега озеро покрыто сплавной, поросшей ольшаником.

Река Ковакса имеет поверхностный сток только в весеннее время, в остальное же время русло ее сухое и лишь кое-где в карстовых котловинах сохраняются озерки, местами соединенные узкими протоками. Эта река находится в стадии перехода к системе русловых карстовых озер.

В Мухтоловском районе есть карстовые озера Чарское, Большое и другие. Река Озерки значительно удлинила свое русло за счет включения карстовых озер. На водоразделе Кутра-Теша много карстовых воронок и озер около селений Манаково, Пертово, Турлово, Нехайка, Филинское и др. Интересно оз. Святое, расположенное к востоку от сел Поздняково и Коробково в лесу среди воронок и мелких озер. В Павловском районе поля карстовых воронок и озера есть в долине р. Ворсмы возле селений Ворсмы, Окулово и других и в долине р. Тарка.

В Горьковском Заволжье еще В. В. Докучаев считал озера Светлояр, Нестиляр и Ардино карстовыми. С первым из них связана легенда о невидимом граде Китеже, воспетая в одноименной опере Римского-Корсакова (А. И. Маркин, 1953). Бурением опровергнуто представление о карстовом происхождении некоторых озерных котловин.

В *Алатырско-Арзамасском районе* карстовые озера представляют заполненные водой одиночные и слившиеся воронки. В. П. Гричук (1937) на основании анализа пыльцы илов карстовых озер определил их возраст равный 2—12 тыс. лет.

Карстовые озера Среднего Поволжья довольно подробно охарактеризованы в монографии А. В. Ступишина (1967), где им посвящен специальный раздел главы IX. Здесь приведено 14 рисунков с изображением озерных котловин в изобатах, многочисленные фотографии, некоторые химические анализы озерных вод.

Интересующихся озерами указанного района отсылаем к этой книге. Некоторые данные из этой ценной работы уже были приведены в разных разделах в начале главы. По данным А. В. Ступишина К. А. Горбунова построила график вытянутости и глубины озер (рис. 82). Круглые в плане озера изображены точками, а для вытянутых линиями (БВ) показана разность между длиной и шириной. Многие озера имеют вытянутую котловину, указывающую на их сложное происхождение.

Оз. Шарембальское возникло на дне карстового провала во второй половине 1963 г. в долине р. Илети (Марийская АССР) у подножья высокого коренного склона Сотнурской возвышенности.

Провал имеет вытянутую форму с большой осью 64, малой 44 м и периметром 180 м. Периметр озера 73 м, ширина 20 м и длина 26 м (по плану). В этом районе имеется еще один провал глубиной 100 м с озером Микшул (Морской глаз) на дне (А. В. Ступишин, Н. П. Торсуев, А. М. Трофимов, 1965).

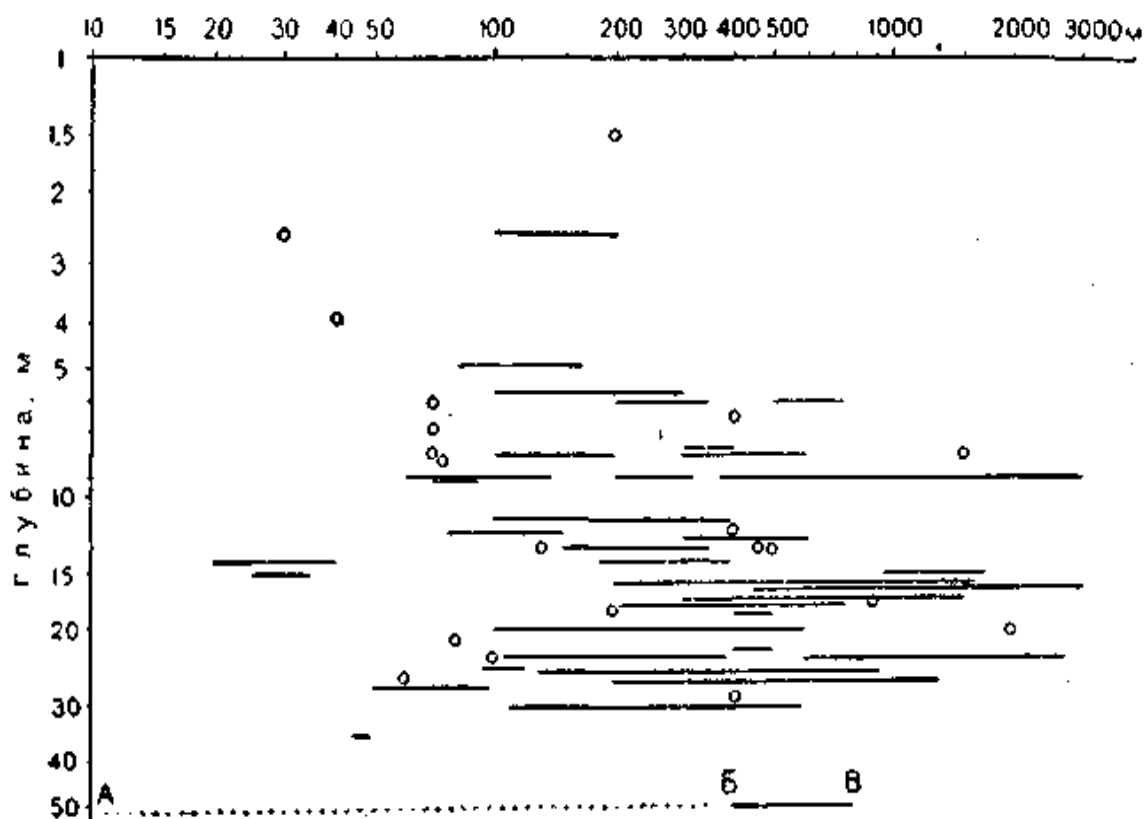


Рис. 82. Форма и размеры котловин карстовых озер Среднего Поволжья. Составила К. А. Горбунова по данным А. В. Ступишина (1967): АВ — длина, АБ — ширина, БВ — разность между длиной и шириной

В *Куйбышевском Заволжье* на междуречье Сока и Самары к северу от с. Алексеевки находится оз. Круглое. В районе среднего и верхнего течения р. Сока на курорте Серноводск расположено оз. Голубое, по правобережью р. Сока — оз. Базарное, питающееся атмосферными водами, и оз. Теплое с выходами сероводородных вод (А. И. Отрешко, 1965).

В районе Сухонского вала закарстована гипсово-доломитовая толща верхней части казанского яруса мощностью 8—35 м. В долине р. Сухоны есть много карстовых озер (Н. В. Родионов, 1963).

Карстовые озера встречаются в Предтиманской карстовой провинции на территории бассейна р. Лопь-Ю и верхнего течения р. Нем. В 2 км к западу от оз. Тьд в верховьях р. Тьд имеются карстовые озера длиной 300—400 м и шириной 50—150 м, вытянутые цепочкой, а также карстовые ложбины, частично заполненные водой. В среднем течении р. Малая Светлая отмечены многочисленные карстовые воронки и впадины диаметром до 1,5 м и глубиной до 5 м. Цепи таких воронок, сливаясь, создают карстовые овраги,

дно которых разделяется перепадами. Весной они наполняются водой (Н. В. Родионов, 1963).

Во внешней зоне Предкарпатского прогиба в тортонских гипсах развиты воронки различных размеров и форм, неглубокие блюдцеобразные понижения, карстовые озера и крупные понижения — мульды. Карстовые озера находятся к юго-востоку от г. Городенка и на междуречье Серет-Збруч к югу и юго-востоку от г. Борщев. Западнее г. Городенка (вдоль шоссе Городенка-Тлумач) протягивается крупная карстовая корытообразная «мульда» длиной около 2 км, по дну которой проходит небольшой водоток, заканчивающийся карстовым озером. В 1912 г. около г. Городенка возник провал, превратившийся в карстовое озеро.

В Подольском районе на участках, сложенных известняками, в котловинах карстово-эрозионного происхождения расположено множество больших и малых озер. Озера имеются в пойме р. Стрипы, в районе с. Семковцы, между селами Трибучевцы-Новосельцы, севернее Монастыриска, в долине р. Коропец, возле сел Шейков, Заставцы, северо-восточнее Подгайцы, западнее Умани — в долине рек Нараивка, Золотая Липа и т. д. Озера питаются как атмосферными осадками, так и карстовыми водами, выбивающимися на дне в виде родников (Н. В. Родионов, 1963).

В *Белоруссии* карстовые озера имеются в карбонатных отложениях девона и в писчем мелу мелового возраста. В Чечерском районе Гомельской области есть небольшое провальное оз. Святое. Озера чаще всего встречаются по левобережью Днепра вблизи его долины, а также в районе Припятско-Бугского водораздела. Здесь В. В. Дрозд (1964) упоминает свыше пятнадцати озер в плане обычно округлой формы, иногда глубоких. В этих же районах встречаются небольшие округлые озера Бездонное, Тайное, Ревучее, Страшное и т. д. По мнению В. В. Дрозда (1964), котловины их провального происхождения.

Урал и Предуралье. Много карстовых озер в районах гипсового, карбонатного и соляного карста Западного Предуралья. Реже они встречаются в районах карбонатного карста Урала.

Наиболее ранние литературные данные освещают возникновение провальных озер гипсового карста. В. Татищев в начале XVIII века описал в районе современного с. Серги Пермской области провал глубиной около 21 м со значительным количеством воды на дне. В 1879 г. в 1100 м от д. Беисовой Стерлитамакского района Башкирской АССР после двух подземных толчков образовался провал в форме котла, имеющего в окружности 120 м. Заросший лесом участок стал опускаться. Прежде чем деревья скрылись, заклокотала вода. В 1885 г. по р. Хлебной, около д. Шишкиной вблизи Оренбурга образовался провал диаметром 13 м, на дне которого появилась вода (Г. А. Максимович, 1964 в).

На карте карста Урала, составленной М. О. Клером в 1938 г., было указано семь карстовых озер: Кандры-Куль в окрестностях с. Чегодаева, Асли-Куль (Башкирия), Колтубан в Кизило-Уртазымовском районе,

Круглое в районе Челябинска, Таинды к западу от Еманжелинки (Челябинская область), Белое к в.-с.-в. от Всеволодо-Вильвенского (Пермская область).

В феврале 1967 г. в г. Перми Институтом карстоведения и спелеологии было проведено совещание, посвященное изучению карстовых озер Урала и Приуралья (М. В. Корбутяк, 1967),

В Полярном Предуралье по долине р. Шарью, в верховьях р. Исак-Ю и других крупные воронки часто заполнены водой и образуют небольшие озера (Н. В. Родионов, 1963).

Карстовые озера Пермской области изучались Л. В. Голубевой (1953), Г. А. Максимовичем (1956), К. А. Горбуновой (1957, 1959, 1960, 1962, 1964 а, 1964 б, 1965, 1966), К. А. Горбуновой, К. Г. Бутыриной, Р. В. Яценко (1966, 1967), К. А. Горбуновой, Л. А. Пономаревой (1964), К. Г. Бутыриной (1962, 1966), Р. В. Яценко (1961, 1963, 1968). Характеристика карстовых озер Пермской области приведена ранее в разделе «Химико-географическое районирование карстовых озер».

В литературе плохо освещены карстовые озера Свердловской области. Наиболее изучено оз. Уткинское в Висимском районе (Ф. А. Соловьев, 1949), которое ранее было известно под названием Бездонное (И. Я. Кривошеков, 1910). Оно находится в 13 км севернее Висимо-Шайтанска на правом берегу р. Межевая Утка. Площадь его 2,6 га. Форма озера в плане овальная с фестонами. Глубина по данным промеров следующая:

Направление промеров	Глубина, м				
С юга на север	21,0	49,0	55,0	53,4	38,0
С запада на восток	23,6	49,8	51,6	49,8	24,2

Возможно, глубина 55 м не является максимальной, так как котловина может быть осложнена воронками. Девонские доломитизированные известняки выходят по северному и западному берегам. Берега озера приглубые, что подтверждается следующими замерами:

Расстояние от берега, м	3	5	8
Глубина озера, м	4	7	10

Неполный химический анализ, по данным лаборатории Урал ВНИОРХ 2/VIII-1948 г., следующий: рН — 7,7, Са — 46,3, Mg — 3,7, SO₄ — 17,7 мг/л и общая жесткость — 2,6 мг-экв.

В северо-западной части в озеро впадают три ключа, которые не замерзают в зимнее время. Вода в озере прозрачная, бирюзово-зеленоватого цвета. На дне его обнаружены сосны, ели и другие деревья как поваленные, так и стоящие, со сломанными вершинами. Стебли и листья многих растений, и в частности рдестовых и харовых водорослей, покрыты налетами извести. При промерах глубины озера поднятый шнур и груз издавали запах сероводорода. Во время обследования озера летом 1948 г. растущие по его берегам деревья были затоплены.

В *Башкирии* карстовые озера отмечал еще в 1914 г. А. А. Борзов (1951). К востоку от Покровского (Санинского) он указывал большое число крупных карстовых воронок, часть из которых занята водой. Озеро в карстовой воронке диаметром 65 м незадолго до приезда в район А. А. Борзова (июнь 1914 г.) ушло через понор. Количество карстовых озер и воронок вблизи Федоровского (ранее Князево) настолько возрастает, что окружающая местность получила название Озерное Поле. Наиболее крупные озера Казаково и Бездонное. Кроме них имеются меньшие озера в огромных крутободных воронках. Вода находится на глубине 14—15 м от верхнего края воронок.

Интересно озеро в с. Рыбное Озеро с наибольшей глубиной 15—17 м. Вода из него за 40 лет (данные 1914 г.) дважды уходила в находящиеся на северо-западе карстовые воронки. В последний раз это было в 1907 г. В 1914 г., вопреки названию селения, рыбы в озере не было вследствие ежегодных заморов. Весной вода из озера по овражку стекает в р. Башлу.

На левом берегу р. Аургазы на высоте 30—35 м над рекой А. А. Борзов (1951) отмечал карстовые воронки, часто заполненные водой. Озеро Терекли-Куль имеет котловину из двух слившихся воронок. Третья маленькая воронка отделена от озера перешейком высотой 3—4 м, шириной 8—10 м и соединяется с ним только весной. Наибольшая длина озера около 70—75 м. В 1914 г. старик-крестьянин сообщил А. А. Борзову, что на его памяти вода из озера уходила два раза, каждый раз весной, после чего котловина оставалась сухой до следующей весны. В 1914 г. у подножья левого склона р. Аургазы вблизи ст. Толбазы было три озера: два у села, а третье глубиной свыше 30 м — в лесу, а также несколько более мелких. В озерах наблюдался периодический сток воды из одного озера в другое.

Л. У. Сагитова (1961, 1965) также указывает на большое количество карстовых озер на левобережье р. Аургазы и, в частности, в окрестностях сел Толбазы и Софиполь. Некоторые озера периодически исчезают. Так, оз. Урал в 3 км от Толбазы через каждые 5—6 лет уходит через имеющийся на дне понор.

А. А. Борзов (1951 а, б) указывал, что огромные для центральной России озера Асли-Куль и Кандры-Куль еще совсем не изучены. К. И. Маков (1946), а за ним Е. А. Лушников (1956, 1961) считают их карстовыми.

Данные о карстовых озерах Башкирии имеются в работах И. К. Кудряшова (1961, 1964) и других. По И. К. Кудряшову карстовые озера распространены во всех карстовых районах Башкирии, особенно в гипсовом карсте Предуралья и в меньшей степени в карбонатном карсте Южного Урала.

Обширные поля озер находятся в окрестностях селений Дуван и Чертан Дуванского района; Аскино, Королева, Куяштыра Аскинского района; Старо-Карагушева Бураевского района; в долине р. Белой у селений Кусекеева, Чишмов, Печенкина, Питякова Бирского

района; в долине р. Бири у Сюнеева Мишинского района; Гордеевки, Филипповки, Хотимли, Михайловки, Абдрашитова Давлекановского района; Толбазов, Балаклы-Куля, Ташлы-Куля Аургазинского района; Табынска Гафурийского района; Ишеева Стерлитамакского района и во многих других местах. Плотность озер достигает 20—30 на 1 км^2 . Нередко озерные котловины отделяются лишь неширокими перешейками. При весеннем таянии снега многие озерные поля заливаются водой, образуя сплошные озера. Площадь наиболее крупных озер: Аслы-Куль— 18 км^2 , Кандры-Куль и Белое (Ак-Куль) — по 12 км^2 , Банное — $7,86 \text{ км}^2$. Наибольшая глубина изученных озер 52 м. Объем водной массы оз. Банного 88,5 млн. м^3 .

В Челябинской области выявлено 3170 больших и малых озер общей площадью 2125 км^2 . 2380 озер с площадью более 1 га включены в кадастр. Средняя озерность области 2,4 %. Карстовые озера, распространенные главным образом в Восточноуральской карстовой провинции, имеют конусообразные котловины глубиной до 6—8 м при незначительной площади водного зеркала (М. А. Андреева, 1964).

А. Д. Сысоев (1959, 1961) исследовал в окрестностях Челябинска шесть карстовых озер. Эти данные повторяет И. А. Серегин (1964). Наиболее крупным является оз. Круглое, расположенное к северу от Челябинска, площадь которого 31400 м^2 , длина 200 м, ширина 196 м, высота берегов до 60 м, уклон берегов 40—45°. Дно озера покрыто вязкой глиной и илом. Вода пресная, мутная, неприятная на вкус, с гнилостным запахом. Уровень ее подвержен сезонным колебаниям. Остальные пять озер глубиной от 15 до 30 м расположены почти на одной линии на протяжении 728 м. Длина озер 28—104 м, ширина 20—70 м.

А. И. Соловьев (1958) весьма кратко описывает в верховьях р. Миас в окрестностях с. Косачево обширное болото, оз. Каскарды площадью около $0,5 \text{ км}^2$ и два меньших озера. На правобережье р. Урала он упоминает озера Мартышечье, Улянды (Травяное), Горькое (Янгельское), Лебяжье и группы озер Чиряккаин, Колтубан и др.

В последние годы данные о карстовых озерах обобщила В. Н. Дубовик. Ниже приводится характеристика карстовых озер Челябинской области по предоставленной ею рукописи. По данным В. Н. Дубовик, в Челябинской области известно более 200 карстовых озер, котловины которых имеют диаметр от 5 км (?) до менее 10 м. При этом выделяются долинные и междуречные озера.

Долинные озера делятся на русловые и пойменные. Русловые сезонные озера на осушенных участках русел отличаются небольшими размерами и отсутствием растительности. Вода в них чистая, прозрачная, холодная с температурой не более 8—10°. Такие озера имеются в руслах рек Сухой Шемахи, Каменки, Сима, Сарвы, Шартымки и других.

Пойменные карстовые озера по В. Н. Дубовик вытянуты вдоль долин на 300—500 м. Они часто встречаются в долинах рек Гумбейки, Зингейки, Караганки, Амамбайки, Шартымки, Кабанки и др. В долине М. Кизила насчитывается до 15 озер карстового происхождения, а в Араслановском логу около 30. Преобладают мелкие озера, сохраняющиеся все лето. Между пос. Смеловским и ст. Супряк в долине М. Кизила расположены большие озера длиной до 500 м. В них наблюдается медленное течение воды вниз по долине. Между некоторыми озерами текут небольшие ручьи. В Араслановском логу имеются карстовые воронки, многие из которых заполнены водой.

Междуречные карстовые озера, обычно округлые, в плане подразделяются на большие с поперечником от 5 до 1 км, средние от 1 до 0,5 км и малые до 0,5 км. Глубина их обычно не превышает 10 м. Сюда относятся Голубые озера в окрестностях с. Верхняя Биянка, описанные уже шесть озер в районе г. Челябинска, а также озера Бабарыкинское, Урало-Мартышечье, Мартышечье, Горькое (Янгельское), Сухое, Травяное, Лебяжье, Башкирское, Юшты, Кара-Чура, Таянды, Сугоняк, Кис-Куль, Чекотай, Тумак, Караба и др.

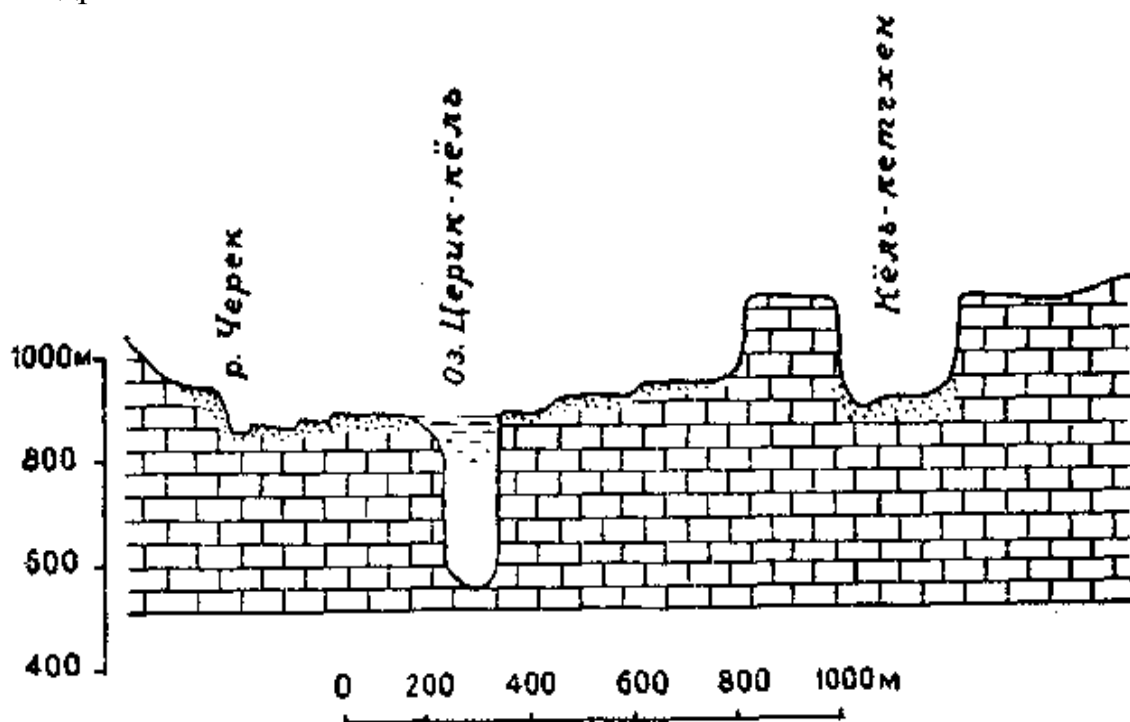


Рис. 83. Поперечный профиль долины р. Черек через оз. Церик-Кель и карстовую котловину Кель-Кетхен на Кавказе по И. Г. Кузнецову (1928)

На Северном Кавказе наибольшей известностью пользуются ключевые озера и в первую очередь глубочайшее карстовое оз. Церик-Кель (рис. 83). Подробная характеристика его дана ранее. В 257—322 м от оз. Церик-Кель находится карстовая котловина оз. Кель-Кетхен (дословно «озеро утекло»). Она имеет вид неправильного вытянутого многоугольника, длинная ось которого 405 м, короткая — 213 м, а площадь — 60 тыс. м², т. е. почти в 2,5

раза больше оз. Церик-Кёль. Вертикальные стенки котловины сложены валанжинскими известняками, а максимальная глубина составляет 177 м. В наиболее низком месте карстовой котловины находится озеро, уровень которого на 10 м выше, чем оз. Церик-Кёль. Озеро удлиненной формы (50×30 м). Глубина его у берега 2,8 м, а максимальная — 4 м (И. Г. Кузнецов, 1928).

На Западном Кавказе в бассейне р. Лабы в районе горы Экепце-Гадук в карстовой котловине на 60 м ниже бровки находится оз. Круглое размером 100×200 м. В северном склоне, обрывающемся к озеру, обнажается толща верхнеюрских гипсов. Вода в озере теплая (до 20°), прозрачная, замерзающая зимой. В верховье р. Кунч в карстовой котловине расположено оз. Черное размером 300×200 м (М. А. Зубашенко, 1938). П. А. Костин (1964) упоминает, что на С. Кавказе глубина оз. Круглого 19,5 м, а Черного — 8,5 м.

Восточнее, в окрестностях ст. Передовой на р. Уруп, известны два карстовых озера: Рогожка размером 40×50 м с глубиной по разным данным от 20 до 50 м и Безымянное размером 20×30 м. В оз. Рогожка впадают ключи, вытекающие из гипсовой толщи (М. А. Зубашенко, 1938). В Горном Дагестане на Гунибском, Турчидагском, Тилимеэрсском, Хунзахском, Аракмеэрсском, Кулимеэрсском, Бетлинском, Хачагельском, Турмалинском и ряде других плато имеется много небольших округлых или овальных карстовых озер с площадью зеркала в несколько десятков квадратных метров и редко больше (Арак-Меэр, Гуниб и др.). Вблизи озерных участков встречаются более крупные заболоченные западины (Д. А. Лилиенберг, 1959).

В Закавказье А. Л. Рейнгард (1941) указывает наиболее известные небольшие карстовые озера Шаорской котловины — Хариствали и Дзрохиствали, режим которых явно зависит от количества выпадающих осадков. Оз. Голубое в долине р. Бзыби было описано ранее среди ключевых озер.

В карстовой области *Горного Крыма* А. А. Крубер (1913, 1915) упоминает два типа озер. Это временные озера в заглинизированных карстовых воронках, которые возникают весной после таяния снега. На известняковых Яйлах, где глинистый покров отсутствует, атмосферные осадки и талые воды не задерживаются, а по трещинам, понорам, воронкам просачиваются вглубь. Поэтому некоторые воронки чабаны искусственно кольматировали глиной и создавали временные озера. А. А. Крубер указывает только два постоянных озера. Оз. Провальное на Долгоруковской Яйле представляло мелководный бассейн, площадь которого сильно менялась во времени. Питалось озеро отведенными в него водами р. Суботхан, исток которой находится у подножья горы Долгой. В настоящее время, по сообщению В. Н. Дублянского, оз. Провал — это карстовая котловина (400×500 м), в которую специальной канавой и небольшой плотиной направляется паводковый сток р. Суботхан. В котловине Бештекне имеется искусственный водоем на среднеюрских аргиллитах.

Таким образом, в настоящее время в Крыму нет природных карстовых озер.

На центральном Устюрте С. И. Гольц (1959) указывает, что оз. Сухое представляет колоссальный карстовый провал. В ю.-в. части плато Устюрта в известняках и мергелях есть провальные воронки, заполненные солоноватой водой (С. В. Виктор, 1955).

В горном массиве Ульмас (горы Байсунтау) в блюдцеобразных карстовых воронках, имеющих поперечник 20—100 м и глубину 5—15 м, выполненных такыровидными отложениями, весной возникают временные озера (А. Маматов, 1966).

В *Сибири* известны карстовые озера карбонатных отложений. Меньшую роль играют они в гипсовом, гипсово-соляном и соляном карсте.

Приленская плоская *возвышенность* отличается широким распространением карста силурийских известняков. В 1916 г. Н. К. Никифоров указал на карстовые озера среди солончаковых почв водоразделов Вилюя и Лены, Вилюя и Нижней Тунгуски.

Среди озер Средне-Сибирского плоскогорья С. С. Воскресенский (1962) упоминает небольшие озера и болота с участками открытой воды, представляющие заcolmатированные карстовые впадины. В карстовых провалах имеются озерки ничтожно малых размеров.

На *Вилюйской возвышенности* А. А. Григорьев (1932) отмечает карстовые озера и исчезающие реки по окраинам низменности, где на поверхность выходят собранные в пологие складки кембро-силурийские известняки, мергели и соленосные глины. На северном склоне Вилюйских гор в бассейне р. Алакит (верхнее течение р. Оленека), сложенном известняками нижнего ордовика, на дне оз. Дунякюель обнаружены три пульсирующих кратера поперечником до 0,3 м (Л. Д. Мирошников, 1962).

На *востоке Енисейско-Хатангской низменности* между устьями Хатанги и Анабары описаны озера гипсово-соляного карста (Т. М. Емельянцева, 1939). На полуострове Юрунг-Тумус в Хатангском заливе в девонских гипсах, перекрывающих диапировый шток каменной соли, имеется много небольших провальных карстовых озер, в берегах которых обнажаются перемятые гипсы и каменная соль (Л. Д. Мирошников, 1962). На Нордвикском соляном куполе, на месте затопленных горных выработок, возникли антропогенно-карстовые озера (П. Д. Сиденко, 1951).

В западных предгорьях плато Сыверма на участках развития гипсов и ангидритов жединского яруса нижнего девона имеется много небольших карстовых озер (Л. Д. Мирошников, 1962).

В Анабаро-Оленекской области в кембрийских известняках отмечается широкое распространение карстовых озер (Ю. П. Пармузин, 1961).

На северо-западе Сибирской платформы у западного подножья плато Путорана в известняках карбона много провальных карстовых воронок с крутыми, часто обнаженными стенками диаметром 5—100 м и глубиной 2—40 м. Многие из них представляют озера.

В полосе развития рифовых известняков низов силура и верхов ордовика есть несколько крупных карстовых озер размером 1000 на 200 м с прозрачной жесткой водой (Н. И. Соколов, 1961).

В бассейне р. Кемпендй (правый приток Вилюя) отмечены (рис. 84) озера соляного карста (С. С. Коржуев, 1965).

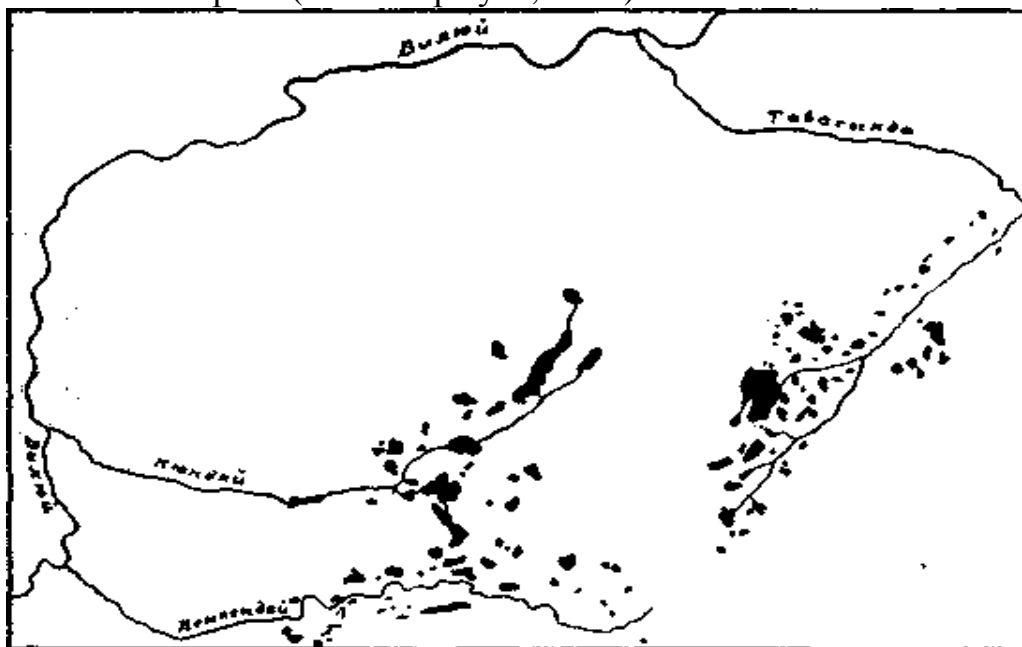


Рис. 84. Карстовые озера Кемпендйских соляных структур по С. С. Коржуеву (1965)

В карстовой области, расположенной вдоль Енисейского кряжа между реками Ангарой и Бахтой, в карбонатных отложениях кембрия, силура и девона много карстовых воронок глубиной до 30 м и более, диаметром до 70 м. Значительная часть воронок на междуречье Катанги и Сухой Лебяжьей представляет исчезающие озера (Ю. П. Пармузин, 1961).

В Приангарье еще А. Л. Чекановский (1871) писал, что воронки, расположенные в степной местности Березового хребта, нередко содержали озера. Оз. Ольгоновское, по дороге от Иркутска на Лену, С. Щукин (1845) считал провальным. В южном Приангарье для карбонатно-гипсового карста Г. П. Вологодский (1965) выделяет два типа карстовых озер: озера — источники и поверхностные подвешенные озера. К первому типу относятся оз. Провалище и ряд мелких озер в низовье р. Осы.

Подвешенные озера располагаются в карстовых котловинах и воронках и питаются преимущественно атмосферными осадками. Некоторые из них в летнее время пересыхают, другие сохраняются круглый год. Озера в карстовых котловинах (Ангон, Кукунур) отличаются длиной до 1,5 км при глубине не более 1—3 м. Озера в карстовых воронках имеют длину до 50 м, глубину до 6 м. В питании оз. Ангон, минерализация воды которого достигает 3,4 г/л, а также ряда других озер в долине р. Осы существенное значение имеют

подземные воды (Г. П. Вологодский, 1965). Особенно интенсивно развит карст в гипсоносных горизонтах на контактах среднего и верхнего кембрия в районе с. Балаганска и в долине р. Осы. Здесь густо расположены провальные воронки и карстовые озера (Ю. П. Пармузин, 1954).

В *Среднем Приленье* пресные карстовые озера приурочены к районам развития известняков. Крупные озера встречаются на водоразделах Лены с реками Чарой и Буотомой, в нижнем течении р. Джербы; на правом берегу Лены ниже и выше устья р. Олекмы; вдоль правобережья и в нижнем течении Олекмы. Размеры озер различные, но обычно небольшие. На песчаных цокольных террасах правого берега Лены в районе Олекминского леспромхоза среди большого количества карстовых воронок имеются небольшие озерки диаметром до 10—20 м и глубиной до 0,5—1 м. У некоторых озер на крутых склонах обнажаются известняки, отдельные обломки которых можно видеть и на дне озер. На Лено-Чарском междуречье диаметр отдельных озер достигает 100—150 м. Таково озеро округлой формы на водоразделе рек Тарын-Юрях и Хара-Юрях, берега которых сложены известняками.

Карстовые озера в известняках известны также на Лено-Амгинском и Лено-Вилуйском водоразделах. Они развиты в основном в осевых частях антиклинальных поднятий и приурочены к линиям тектонических нарушений, являющихся обычно дренами подземных вод (С. С. Коржуев, С. С. Николаев, 1957; С. С. Коржуев, 1961).

В *Забайкалье* и *Прибайкалье* карст известен в нескольких местах. Оз. Фролиха между реками Баргузином и Верхней Ангарой С. Щукин (1845) относил к числу карстовых. В Забайкалье (Агинский район Читинской области) большое количество небольших карстовых озер наблюдается в зоне распространения известняков (Б. В. Зонов, 1957).

Озера в карстовых воронках распространены в бассейне Лены (Патомское нагорье, Алданское плоскогорье, Вилуйская низменность и др.).

На *Патомском* нагорье в мраморах кадаликанской свиты протерозоя в верховьях речек Б. и М. Курумных находится неглубокое зарастающее оз. Большое длиной 150 и шириной 50 м. К западу от него на протяжении 1,5 км тянется цепочка небольших озер диаметром до 25 м, заполненных водой на 0,25 м, а иногда высохших и полувысохших. В пределах гривок мраморов С. С. Коржуев и С. С. Николаев (1957) указывают «поля, имеющие форму воронок, которые прежде были заняты озерами, а сейчас заросли осокой и мхом». Судя по схематической карте и профилям, это конечно не поля. Ширина «полев» и «озер-полев» — до 25 м, а глубина менее 25 м. Наибольшее из них, овальное, в плане имеет размеры осей: длинной 150 и короткой 75 м. На водоразделе речек Б. Курумной и М. Мраморной в останцах мрамора имеется 10 воронок глубиной до 5—15 м с отвесными стенками, на дне которых наблюдаются маленькие озерки диаметром 2,5—5 м.

В Минусинской котловине развиты кластокарстовые и класто-карстово-тектонические озера (Е. М. Щербакова, 1961).

К северо-востоку от Кузнецкого Алатау на всхолмленной равнине в зоне распространения карста находятся озера Козявочное, Песчаное, Утиное, Щучье и др. И. В. Зыков (1964) изучил оз. Третьяковское с поперечником 1 км и наибольшей глубиной 5 м.

На Дальнем Востоке отметим Теплое озеро, которое находится в северной части Малого Хингана на левом берегу р. Биры в районе одноименной станции (Б. И. Бурдэ, 1961). Небольшие карстовые озера в известняках нижнекембрийской лондоковской свиты имеются в районе Малого Хингана. Особенно много их в верховье р. Биджан у горы Столбы (Н. М. Богатков, 1961).

Карстовые озера некоторых зарубежных стран

Рассмотрим только некоторые карстовые озера. Часть из них была уже в разной степени охарактеризована ранее.

В восточной части *Польши* на правобережье Западного Буга озера Ленчинско-Влодавского поозерья имеют карстовое происхождение. Они связаны с мело-мергельными отложениями верхнего мела. Между Ленчиной и Влодавой на карточке, приводимой Г. Марущаком, показано 34 наиболее крупных карстовых озера. По данным карт изобат они делятся на две группы.

Первую составляют 23 неглубоких озера в блюдцеобразных и чашеобразных котловинах, напоминающих карстовые воронки и котловины. Возникли эти котловины за счет коррозионных процессов. После заполнения водой началось субаквальное осадконакопление, в котором большую роль играют органогенные отложения.

Вторая группа состоит из 11 озер глубиной более 10 м. Длина их до 1,6 км (оз. Белое около Влодавы) и глубина до 38,8 м (оз. Пясечно около Ленчины). Карстовые воронки в районе этих озер значительно меньших размеров. Длина их достигает только нескольких десятков метров, а глубина не более 8—10 м. Эти озера возникли в результате действия ненапорных и напорных карстовых (артезианских) вод. Подобные озера есть и между 3. Бугом и Припятью в СССР.

Кроме современных озер имеются и уже исчезнувшие погребенные озера мелового карста. Бурением на южной периферии поозерья у Цыцова был установлен такой разрез (сверху вниз в метрах).

1.	0—2,0	Пески среднезернистые.
2.	2,0—8,0	Илы без органического вещества.
3.	8,0—13,5	Гиттия.
4.	13,5—16,0	Глина песчаная.
5.	16,0—30,0	Пески разноезернистые.
6.	30,0—60,0	Мел писчий.

Отложения слоя 1 трактуются как ледниковые последнего оледенения, 2—3 — озерные последнего межледникового, 4 — ледниковые предпоследнего оледенения, 5 — не установленного генезиса. Заполнение карстового понижения началось со слоя 4, представляющего ледниковые или флювиогляциальные глины. После перекрытия подстилающих песков началась озерная стадия (Н. Maruszczak, 1965/1966).

В восточной части рассматриваемого района находится торфяник Дубечно, изученный С. Наконечным. В центральной части его сохранилось озеро площадью 13,4 га. В результате разбуривания торфяника и топографической съемки было установлено, что он возник в карстово-эрозионной котловине в последнее межледниковье. Котловина, заполненная льдом во время последнего оледенения, по мере потепления в конце плейстоцена превратилась в озеро, затем в торфяник.

Рельеф дна указывает на карстовое происхождение котловины. Здесь бурением установлено 5 больших воронкообразных углублений размером 300х400 м с глубиной (ниже поверхности дна котловины) до 16 м. Дно котловины осложнено также эрозионными рывтинами (S. Nakonieczny, 1963).

В Чехословакии J. Kunsky (1950) указывает следующие карстовые озера. В южной Словакии это озеро Силицкое площадью 12 200 м², Черное — 7700 м², Смардуге — 3300 м², Лучанское — 1700 м². Наиболее высоко расположено оз. Лучанское, 723 м. н. у. моря, а наиболее низкое — оз. Черное, на высоте 319 м. Озера карстовых воронок имеют небольшие размеры. Примером может служить оз. Бики на Силицкой планине над Хамровскими пещерами около Плешивца (V. Starka, 1957). По сообщению М. Новака, подобные озера известны в Стратенских горах (Стратенска Горнatina). Он упоминает также озера на дне пропастей Мацоха и Границкой (Збрашовской). Озера пропасти Мацоха были уже охарактеризованы (т. 1, стр 297—298), причем для одного из них приведен план в изобатах (рис. 56).

Збрашовский провал находится в Границком карстовом районе на правом берегу р. Бечвы в девонских известняках. Глубина его 105 м. С глубины 74,5 м он занят озером площадью более 400 м², поверхность которого находится примерно на уровне р. Бечвы. Амплитуда колебаний уровня воды составляет 1,5 м. Наибольшая глубина озера около 37,5 м, длина 38 м, ширина 22 м и общий объем 5000 м³. Вода в озере темно-голубовато-зеленого цвета, прозрачная до глубины 12 м. Температура воды на поверхности изменяется от 15 до 12°, озеро никогда не замерзает. Температура поддерживается слабым подтоком газированной СО₂ термальной воды. Вблизи поверхности озера в воздухе установлено повышенное содержание СО₂ (см. стр. 452—453).

J. Kunsky (1950) упоминает и Аггтелекское карстовое озеро в С. Венгрии, имеющее площадь 11 300 м².

В юго-восточной части Тюрингенской впадины (ГДР) растворение гипса и особенно каменной соли, слагающих значительную часть толщи пестроцветных песчаников верхнего триаса в районе городов Галле, Магдебург, Эрфурт, Гера и Зуль, приводит к образованию воронок диаметром от 60 до 250 м и крутизной склонов до 30°. Часть воронок заполнена водой, образовав озера соляного и гипсового карста (J. Wiefel, 1966). Ранее мы уже приводили описание ключевого оз. Бездонного в этой же впадине.

Выщелачивание гипса цехштейна (в. пермь) обусловило образование карстовой депрессии длиной 4,5 км и шириной 1—1,5 км, вытянутой параллельно с.-з. склону Шафберг. В депрессии установлено 61 понижение различного размера, формы и глубины. Среди них можно отметить карстовые озера Эрдфалль (Провальное) глубиной 11,27 м и Хайлиге (Святое) глубиной 10,3 м (Zur geologie, 1958). В Южном Гарце у города Росла в области гипсового карста находится периодическое озеро, имеющее котловину объемом 150—200 тыс. м³. В оз. Росла с севера впадает ручей Глазебах, исчезающий в поноре. В периоды, когда расход ручья, питающегося дождевыми и талыми, в меньшей степени карстовыми водами, превысит пропускную способность понора (около 15—20 л/сек), в бассейне начинает накапливаться вода. Наполнение происходит в течение нескольких дней или недель. Исчезновение воды длится несколько месяцев. Методами окрашивания воды было установлено, что вода из озера через понор попадает в карстовый канал, а затем выходит на поверхность в источнике Золльбах (G. Viete, 1954).

В области развития Белой Юры (ФРГ) известно голоценовое оз. Дарн около Брамше провального происхождения. Возраст прослоев торфа в разрезе озерных осадков определен радиоуглеродным методом (Н. О. Grahle, Н. Schneekloth, 1966). Ранее были описаны ключевые карстовые озера Швабской Юры Блаутопф и Хегауский Аах.

В Болгарии в западной части Дунайской холмистой равнины у подножья холма Магура находится обширное оз. Рабишское площадью 1,16 км². Объем его 477 тыс. м³, длина 1200 м, ширина 1120 м, длина береговой линии 3440 м, наибольшая глубина между 5 и 6 м. Западный берег покрыт высокой густой болотной растительностью. Поверхностного стока нет. Вероятно, оно подземнопроточное. Ранее предполагалось, что оз. Рабишское питает карстовый источник Врело (Н. Загоров, 1953; П. Иванов, 1962). А. Сотиров (1964) указывает, что на основании последних исследований Водопроекта котловина оз. Рабишского имеет тектоническое происхождение.

В Восточной Болгарии на плоском водораздельном плато, ограниченном на юге долиной Луда Камчии, известно Скаленское болото близ села Скала. Менее обширны карстовые болота Драгоманское и Алдомировское в окрестностях Драгомана (П. Пенчев, 1960). А. Сотиров (1964) относит оз. Скаленское к тектоническим. Оз. Златна Панега было рассмотрено в разделе ключевых озер.

В книге «Озера Болгарии» среди карстовых озер указывается только Деветашская группа к северу от Ловеч в бассейне р. Осым (А. Сотиров, 1964). Это озера Дедевец, Синовище и Геранище с атмосферным питанием. Оз. Дедевец имеет неправильную продолговатую форму (рис. 85, 1) длиной 260 м и шириной 140 м. Площадь его 23140 м². Длина береговой линии 710 м, коэффициент развития береговой линии — 1,31, объем — 12 100 м³, глубина — 0,65 м, средняя глубина — 0,52 м. Дно озера плоское, наклон дна 1,9 %. Площадь водосборного бассейна 1,03 км².

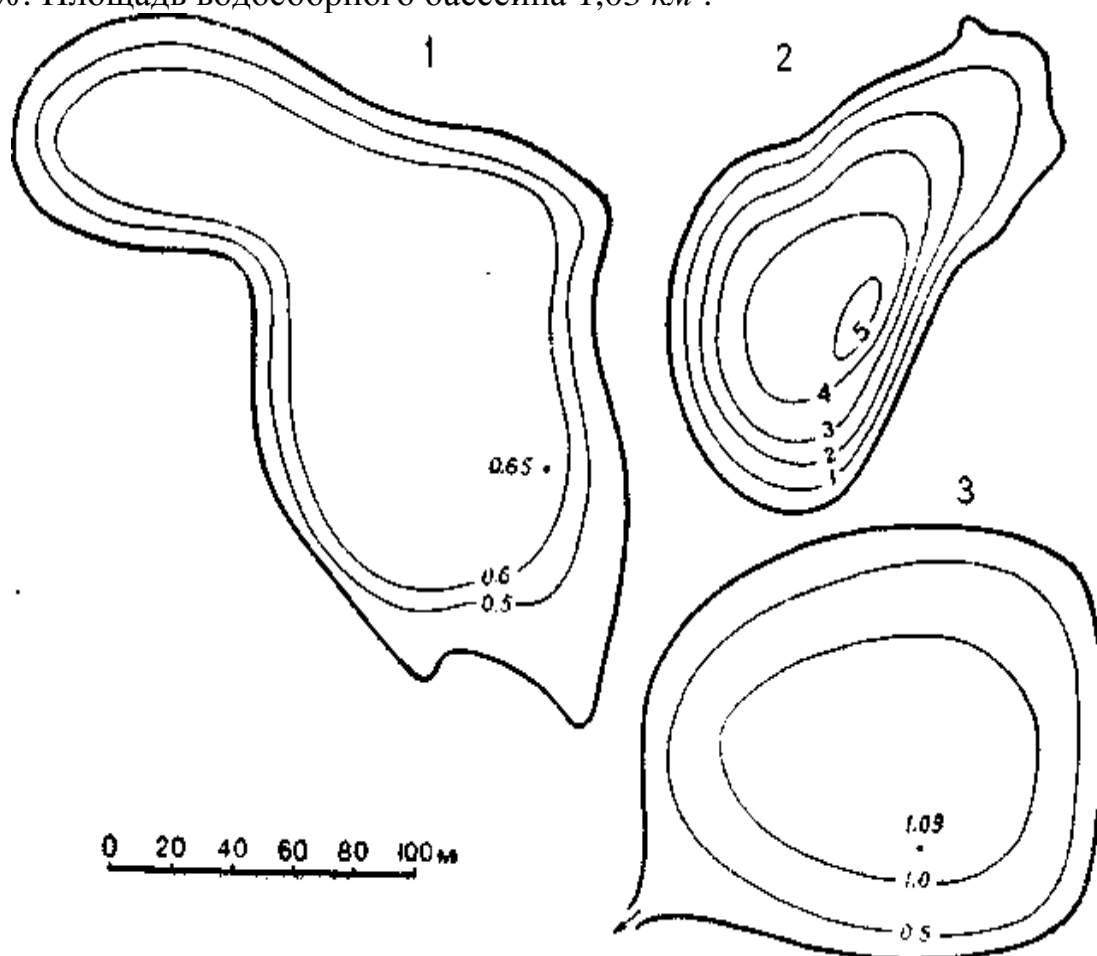


Рис. 85. Деветашские карстовые озера (Болгария) по А. Сотирову (1964): 1 — Дедевец, 2 — Синовище, 3 — Геранище

Площади и объемы озера при различной глубине следующие:

Глубина, м	Площадь, м ²	Объем, м ³
0	23140	12100
0,5	16760	2129
0,6	13780	602
0,65	10310	0

Температура воды зависит от колебания температуры воздуха. У берега 6/IX—1962 г. она была 25°, а 18/XI—1960 г. — 16° С.

Оз. Синовище имеет площадь водосборного бассейна 0,53 км². Форма его продолговатая с длиной 130 м, шириной 70 м (рис. 85,2). Площадь — 6500 м², объем — 16 807 м³, максимальная глубина — 5 м,

средняя — 2,58 м. Длина береговой линии 342 м, а коэффициент развития ее — 1,21. Отношение средней и максимальной глубины 0,52. Наибольший наклон дна озера 16,6 %. Западные склоны котловины озера крутые и обрывистые, северные — низкие. Изменение площади и объема озера в зависимости от глубины даны на рис. 86. Температура воды возле берега 6/IX—1932 г. была 25° С. Химический состав воды был приведен в таблице 39.

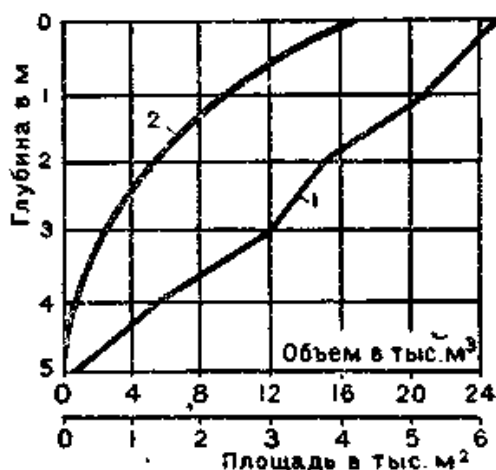


Рис. 86. Кривые площадей (1) и объемов (2) оз. Синовище в Болгарии по А. Сотирову (1964)

Оз. Геранище имеет водосборную площадь 0,34 км². Форма его овальная, с площадью 12 150 м², большая ось 140 м, а малая 110 м (рис. 85, 3). Береговая

линия представляет плавную кривую длиной 424 м, которой соответствует коэффициент развития 1,08. Объем озера 8850 м³. Максимальная глубина 1 м, средняя — 0,72 м. Дно озера ровное с максимальным наклоном 2,8 %. Северный и западный склоны крутые и высокие, восточный и южный — низкие. Температура воды 5/IX—1932 г. у берега составляла 23° С.

Деветашские озера расположены в поясе дубовых рощ и среди обрабатываемых площадей. Это способствует их быстрому затягиванию тиной и обуславливает мутность воды (А. Сотиров, 1964).

В Южной Албании на плато Бельш высотой 150 м, сложенном известняками, темными сланцами и гипсом, имеются многочисленные ванны глубиной до 100 м и до нескольких километров в диаметре. Наиболее крупные озера с крутыми берегами, по-видимому, карстового происхождения. Примером может служить оз. Бельш. Уровни озер лежат на разной высоте (Г. Луи, 1948).

В Беотии (Греция) среди ландшафта обширных котловин, часто бессточных и замкнутых невысокими хребтами, находилось карстовое оз. Капаидское, болотистое и периодически разливавшееся. В настоящее время оно осушено и превращено в плодородную возделанную равнину (Б. Ф. Добрынин, 1948).

В Швейцарии интересно карстовое озеро Мюттен (кантон Гларус), находящееся на высоте 2448 м. Оно возникло в результате слияния нескольких карстовых воронок. Наибольшая из них имеет глубину 68 м. Глубина остальных 48 и 43 м, а двух небольших — 23 и 20 м. Вблизи одного из берегов есть три небольших островка длиной 60,

50 и 40 м и шириною от 10 до 20 м. В плане форма озера напоминает деформированную восьмерку с наибольшей длиной 1330 м и шириной 800, 727 и 700 м (А. А. Крубер, 1937). Из озера имеется сток (рис. 87). Глубочайшим озером выщелачивания известняковых Альп является Люнер с наибольшей глубиной 108 м.

Подробное описание карстовых озер Предальп между оз. Тун и р. Арв, Высоких Известняковых Альп, кантонов Вале, Тессин (Тичино) было дано М. Люжоном и Е. Ереминым в 1911 г. Здесь много мелких небольших озер, приуроченных к округлым карстовым воронкам. Часть из них, возможно, возникла в результате деятельности ледников. Карстовые озера различного размера находятся на высотах 1996—2045 м, 2456—2460 м и 1160 м. Установлено, что некоторые из озер питают карстовые родники, находящиеся ниже.

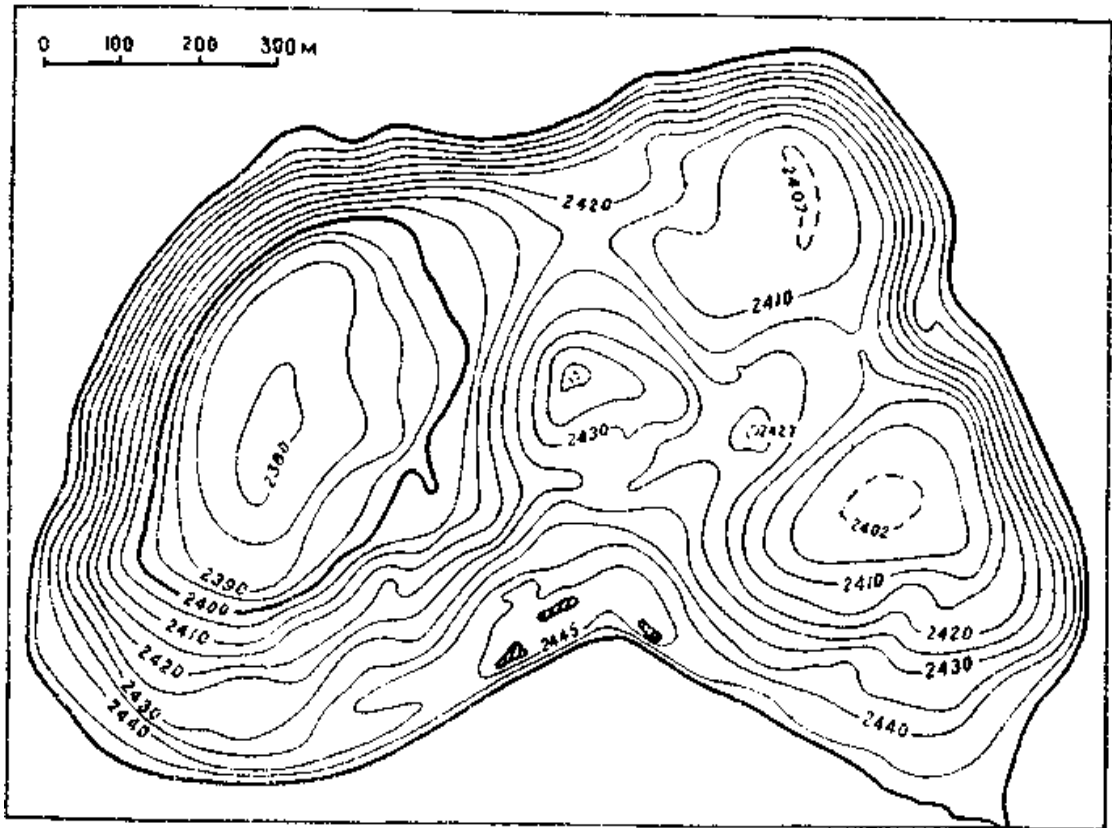


Рис. 87. Карстовое озеро Мюттен в Швейцарии по А. А. Круберу (1937). Изобаты в абсолютных отметках

В Восточных Альпах в высокогорном карстовом массиве Тотес Гебирге (Австрия) гидрогеологическими работами (J. Zotl, 1965) установлено, что воды оз. Черного (Шварцер) через поноры разгружаются подземно в оз. Большом, а воды озер Альм и Топлиц — в оз. Эльм. Закарстованы в этом районе триасовые и частично юрские известняки.

На высоте 1560—1650 м расположено озерное плато доломитового карста Тауплиц (Тотес Гебирге, Альпы, Австрия), характеризующееся наличием нескольких озер. Оз. Штирийское площадью 128 900 м² имеет подземный сток через понор на южном берегу.

Из оз. Большого вытекает ручей, исчезающий в поноре. Меньшими размерами отличаются озера: Гвендль, Краллер и другие (Н. Trimmel, 1958).

В *Югославии* насчитывается более 200 больших и малых озер, причем преобладают среди них карстовые и тектоно-карстовые (А. Н. Грацианский, 1955). Озера относятся к постоянным (Шкодер, Вранское) и периодически исчезающим (Церкнишко, Ливанско и др.). Они отличаются обычно большой глубиной (20—50 м), имеют прозрачную воду.

Оз. Шкодер (Скадарско или Скутарийское) входит в пределы Югославии северо-западной частью. Это обширное карстовое поле, вытянутое с северо-запада на юго-восток, дно которого опущено ниже уровня моря. Поверхность озера при низком уровне воды лежит на высоте 5 м над уровнем моря, площадь ее 356 км². Западные и южные берега высокие и крутые, северные и восточные — низкие. В северо-западной и северной частях озеро вдается в сушу двумя заливами. Кроме небольших горных ручьев и речек в озеро впадает крупная р. Морача, а вытекает р. Буна. Весной, осенью и в начале зимы, в периоды максимального выпадения осадков и таяния снега в горах, уровень озера повышается на 2—3 м по сравнению с минимальным, а площадь увеличивается до 530 км². Глубина озера обычно не превышает 5—7 м, но в отдельных «окнах», т. е. карстовых воронках на дне, достигает 44 м.

Воды оз. Преспа поглощаются понорами и подземным путем стекают в оз. Охридское (А. Н. Грацианский, 1955). Между Биоградом и Пировач на побережье Адриатического моря расположено оз. Вранско площадью около 30 км². Оно питается карстовыми водами, поступающими с северо-востока, и имеет подземный сток через поноры, а также искусственный по каналу, в Адриатическое море (R. Rusner, 1966). Некоторые озера полей и карстовых котловин описаны в начале главы.

На острове Крес в Адриатическом море расположено оз. Вранско длиной 6 км, шириной 2 км и глубиной до 50 м. По данным водомерного поста, уровень воды колеблется между 11 и 19 м над у. м., но преобладает 13 м. Минерализация воды 70 мг/л (F. Jenko, 1959).

В *Италии* также имеются карстовые озера. Сводка Р. Рикарди (R. Riccardi, 1925) об озерах Италии была нам недоступна. В Центральные Апеннины обычны карстовые поля, по большей части приуроченные к сбросовым котловинам между горными хребтами. Это поля-грабены. Некоторые поля были залиты водой. Кое-где в них сохранились карстовые озера (Рокка-ди-Меццо и др.).

Самым большим карстовым озером было Фучино, площадь которого в 1860 г. составляла 150 км². В 1876 г. оно осушено путем создания искусственного стока в р. Лири. Ранее поноры на дне заиливались, что вызывало разлив воды и заболачивание котловины. В настоящее время большая часть дна бывшего озера занята посевами. В верховье р. Саджиттарио, протекающей вдоль линии

крупных сбросов, находится живописное горное карстовое оз. Сканно (Б. Ф. Добрынин, 1948).

Другое карстовое озеро на Мазете на высоте 1007 м находится во впадине длиной 10 км и шириной 1,5 км. Озеро имеет длину летом 4 км, а весной и осенью до 5 км, глубину — летом 2,5 м, осенью 5—6 м. Питается оно главным образом карстовыми источниками и имеет сток в воронку (de Agostini, 1899; Б. Ф. Добрынин, 1915).

В Тоскане некоторые карстовые озера возникли в результате заполнения водой воронок (Р. Marcassini, 1961). В провинции Лацио в бассейне р. Анине на высоте 700 м находятся два небольших Перчильских озера карстового происхождения (G. Imbrighi, N. Scerni, 1953).

Много карстовых озер на севере Италии в Пьемонте. В районе долины Тоджиа расположено 23 озера, из которых 2 искусственных, возникших в результате заполнения водой карьеров для добычи известняка. Карстовые озера (21) в известняках и доломитах имеют округлую, овальную, эллиптическую или вытянутую форму и находятся на высотах 2188—2415 м. Ключевыми являются озера в доломитах: Длинное (26×10 м), Ротондо (150×100 м). Озера в доломитах эллиптической и овальной формы (50×30 м) имеют глубину 5 м, а три озера в известняковых сланцах округлой формы диаметром 15—100 м имеют глубину 1—2 м.

В районе долины Деверо из ключевого почти округлого оз. Пойала диаметром 250 м и глубиной более 25 м вытекает одноименная река, которая теряется, течет подземно 1150 м и вновь выходит на поверхность. Второе круглое оз. Санджатто расположено на высоте 2034 м, диаметром 200 м, глубиной 34 м и находится в триасовых известняках. В районе контрфорса долины Коурмавер, где развиты доломиты и гипсы среднего и верхнего триаса, на высоте 2667 м имеются озера в карстовых понижениях с источниками на дне. Наибольшее из них — оз. Кекруойт приурочено к карстовой воронке с диаметром 90×75 м и занимает наиболее глубокую ее часть (С. F. Capello. 1955).

Во *Франции* озерам посвящены монографии А. Делебека (A. Delebecque, 1898) и Л. В. Колле (L. W. Collet, 1925). Приведем только некоторые данные о карстовых озерах по более поздним работам.

М. Жинью, Р. Барбье (1961) называют следующие озера известнякового карста: Флэн в районе Магланд над долиною Арв (Верхняя Савойя), большое оз. Понсоньер в горном массиве Галибье (Верхние Альпы), оз. «Первое в Шамбейроне» на р. Юбай (Нижние Альпы) и большое оз. д'Алос (Верхний Вердон, Нижние Альпы). В районе Ларзака (Лангедок, Франция) оз. Рив приурочено к полю (Р. Marres, 1954).

Карстовые плато, сложенные меловыми известняками, в нижнем течении Роны осложнены озерными впадинами диаметром в несколько километров. Это впадины оз. Лавальдюк, высохших озер

Пурра и около Сен-Вернон Эспилье и озера восточнее Тессье (Э. Мартонн, 1950).

На Пиренейском полуострове (*Испания*) своеобразны мелкие озера района Бухаралос-Састаго. Поверхность сложена миоценовыми известняками, подстилаемыми гипсами и мергелями с прослоями глин и песков. По густой сети тектонических трещин интенсивно развиты карстовые воронки. Некоторые из карстовых понижений превратились в озера, питающиеся карстовыми водами. Вода карстовых озер обладает значительной минерализацией, обусловленной интенсивным испарением и растворением гипса (Р. J. Quairantes, 1965).

В *Норвегии* известно оз. Эртватн с подземным стоком в известняки, а частично и в другие породы. Пройдя подземно 500—600 м к Поллерену, вода вытекает под гидростатическим давлением на дне небольшого озера. Она поднимается на поверхность озера в виде купола, причем пузырится как в котле (О. Høltedahl, 1953).

В Восточном Коннауте (*Ирландия*) в районе, сложенном нижнекаменноугольными известняками, широко развиты карстовые воронки и большие озера Лох-Корриб глубиной 50 м и Лох-Маск глубиной до 63 м. Предполагают, что большая глубина их обусловлена ледниковым выпахиванием (Т. Фримен, 1952). Ф. Махачек (1959) отмечает, что в Ирландии даже большие озера превращаются в торфяники. Таковы Лох-Ри (37 м) и Лох-Дерг (33 м), озера Лох-Эрн Нижнее площадью 123 км² и Лох-Эрн Верхнее площадью 67 км² в Северной Ирландии, связанные подземным стоком, и мелководные озера-поля с многочисленными островами, бухтами, глубокими карстовыми воронками.

В *Африке* из карстовых озер Среднего Атласа можно назвать Мессауд. Оз. Руква в Танганьике считается катавотром (Г. А. Максимович, 1964 а).

В Южной Африке в Трансваале на равнинах, сложенных доломитами трансваальской системы, имеются многочисленные карстовые воронки и блюдца, иной раз заполненные водой. Наиболее известно оз. Вондергат, восточнее Мафекинга. Около Цумеба (в Юго-Западной Африке) находится оз. Отжикото (А. дю Тойт, 1957). Глубина его 50 м. В этом же районе расположены озера Гагуас, весьма живописное Гуипа глубиной 54 м и Хоаис-Кесель, которые приурочены к карстовым углублениям (Г. А. Максимович, 1964 а).

В *Австралии* в карстовой области Баркли известно пересыхающее в сухое время года оз. Капеллаг. Часто пересыхающие озера встречаются около Камувилы (оз. Френч, Глосмер, Керибобл, Редфорд), являющиеся одним из главных источников водопоя скота. В карстовой области Налларбор карстовые блюдца с глубиной от нескольких сантиметров до 1 м после обильных дождей заполняются водой и также используются для водопоя. В Восточно-Австралийской провинции обособленных карстовых районов южнее Гоулберн находится интермиттирующее оз. Джордж, которое считают карстовым (Г. А. Максимович, 1962).

В Америке Г. Е. Huttchinson (1957) считает озера Флориды наиболее интересной группой карстовых озер западного полушария. Здесь в эоценовых известняках имеется множество малых карстовых озер, часто очень правильной округлой формы. Округлое оз. Глубокое в графстве Кольер глубиной 30 м и диаметром 90—100 м (рис. 88) имеет сток. Большая часть карстовых озер находится в

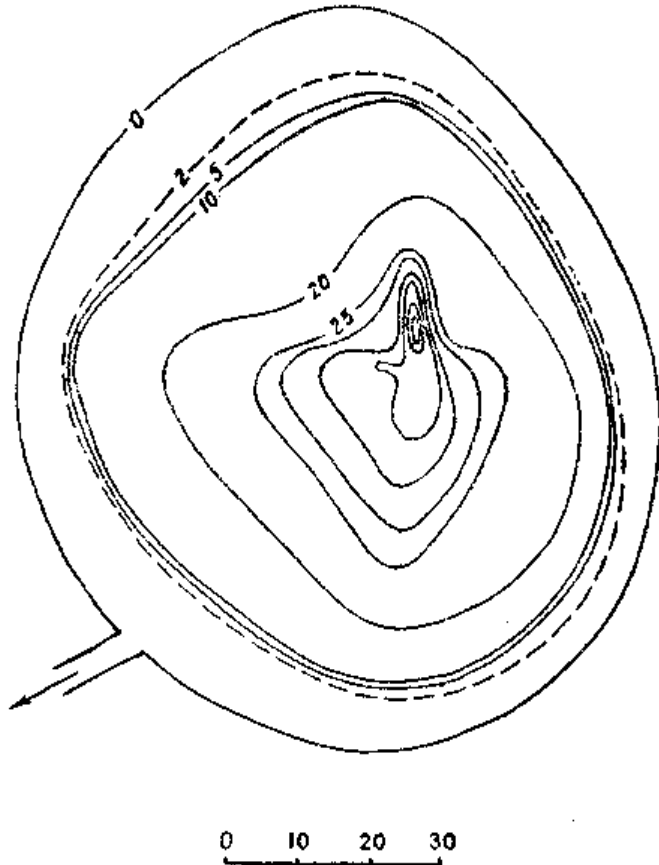


Рис. 88. План. оз. Глубокого во Флориде (США) в изобатах по Г. Е. Хаттчинсону (1957). Изобаты в метрах, глубже 25 м — через 1 м

центральной более высокой части Флориды, где третичные известняки перекрыты песками. Множество малых озер в простых и сложных карстовых воронках есть в графствах Алачуа, Патнем, Мерион, Лейк, Полк и Осцеола. Так, например, оз. Длинное южнее Чифленд представляет серию впадин, вытянутых вдоль крыла складки, и является по Хаттчинсону тектоно-карстовым полем. В районе холмов Таллахаси есть различные типы похожих на поля депрессий. Озера Ямония, Джексон, Лафайет и Миккосуки являются наиболее типичными примерами. Они обладают большой изменчивостью уровней. В очень сухие сезоны вода остается только в карстовых понижениях.

Другие депрессии, похожие на поля, находятся в центральной Флориде. Эпизодически исчезающее оз. Алачуа длиной 13 км и площадью около 50 км² высыхало в 1786 и 1824 гг. и содержало мало воды в 1861 г. Малое временное озеро оставалось в 1868 г. Бассейн был сухим и в последующие годы, но в 1873 г. он был заполнен водой,

причем глубина озера была такой, что плавали пароходы. Озеро ушло через провал в 1891 г. и в последующем не приобретало уровня восьмидесятых годов прошлого столетия. В октябре 1907 г. вода ушла из озера в провал со скоростью $76 \text{ м}^3/\text{мин}$. Уровень воды в провале оказался на 61 см выше зеркала подземных вод в Гейнсвилл.

Другие озера меньших размеров находятся вокруг Гейнсвилла. Это по большей части долины потоков, осложненные круглыми провальными карстовыми котловинами (Е. С. Pirkle, 1956). Одно очень своеобразное оз. Цала Апопка в графстве Ситрус изучено Куком. Оно обладает необычно запутанной береговой линией со множеством островов. Несколько озер расположено в верхней части долины Сент-Джонс (Кресенд, Джордж и др.). Степень участия карста в формировании их котловин еще не установлена.

Карстовые озера имеются и в других штатах США. О. Э. Мейнцер (1935) опубликовал фотографию карстового озера в штате Канзас, котловина которого возникла в 1879 г. вследствие провала в результате выщелачивания каменной соли из пермских отложений. Вода в озере находится на уровне зеркала грунтовых вод. О. Э. Мейнцер (1935) приводит также фотографию довольно глубокого озера гипсового карста, которое, по-видимому, находится в штате Нью Мексико.

В Мексике в западной части полуострова Юкатан находится более двухсот своеобразных карстовых озер сеноте (Н. А. Гвоздецкий, Я. Г. Машбиц, 1958). Уровень воды в них колеблется от 9 м в городе Мерида, расположенном в 35 км от побережья, до 54 м во внутренних районах карстовой зоны. Эти своеобразные карстовые озера делятся на четыре основных типа (т. 1, стр. 290). Первая группа — сеноте или вскрытые провалом подземные карстовые воды, т. е. подземнопроточные озера. В ранней стадии после провала наблюдаются нависающие стенки, переходящие в отвесные цилиндрические (рис. 89, А). Другая морфологическая разновидность сеноте

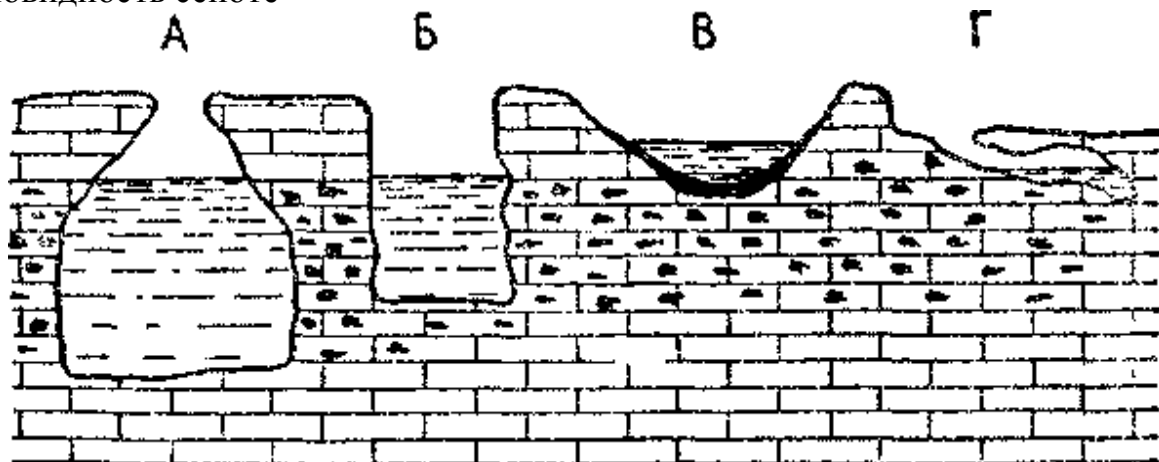


Рис. 89. Карстовые озера Юкатана в Мексике по Н. А. Гвоздецкому и Р. Роблес-Рамосу (1950)

А — провальное сеноте, Б — цилиндрическое сеноте, В — агуада, Г — сеноте в пещере

— это цилиндрические озера с отвесными стенками (рис. 89, Б).

Вторая группа называется агуада. Это может быть третья стадия развития сеноте, который заполнен продуктами обрушения стенок. Они заполняются водой только в дождливый период, так как дно озера находится выше уровня карстовых вод (рис. 89, В). Это озера, подвешенные по отношению к карстовым водам. Возможно, что часть из них, наоборот, является начальной стадией развития кольматационных озер.

Особую разновидность представляют карстовые озера в наклонных пещерах, которые находятся под навесом сводов пещеры (рис. 89, Г). Мы этот тип не рассматриваем, так как он относится уже к пещерным озерам.

На Кубе можно отметить карстовое оз. Пьедра в долине Виньялес, окруженное известняковыми скалами с характерными формами выщелачивания, называемыми «собачьими клыками» (А. Нуньес Хименес, 1960). Для центральной части острова карстовые озера указывает А. И. Зенцова (1952).

В Бразилии севернее г. Бело-Оризонте, столицы штата Минас-Жераис, известняки свиты баибуй (силур) слагают холмы останцов, между которыми изолированно разбросаны углубления в виде воронок и котловин. На дне этих карстовых понижений имеются небольшие озера и болота (Г. А. Максимович, 1962 б; J. Tricart, 1956). В зоне понижения между обрывами Центрального плато и долиной р. Сан-Франциско, сложенной известняками, развиты карстовые озера и болота (М. F. Cardoso, 1957).

НАУЧНОЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ КАРСТОВЫХ ОЗЕР

Приведенные данные показали широкое развитие карстовых озер различных типов. По своеобразию условий питания и стока, водному режиму и другим особенностям они не имеют себе равных среди других генетических типов озер. Можно надеяться, что публикуемая глава будет способствовать надлежащему освещению карстовых озер в курсах озероведения. Несмотря на сравнительно небольшие размеры, карстовые озера представляют значительный интерес не только для гидрологов, но и гидробиологов.

Возникший в результате провала озерный водоем с отвесными стенками за полтора-два десятилетия изменяет свою форму. Берега его постепенно выполаживаются, в результате аккумуляции отложений уменьшается глубина, начинается заболачивание. Озеро, в котором вначале не было жизни, становится обиталищем животных и растительных организмов. Карстовые озера — это природные лаборатории, модели лимнолога и гидробиолога, где эволюция озерной котловины и водных организмов происходит ускоренно.

Не меньшее значение имеют эти озера для гидрогеологов, изучающих карст и карстовые воды. Без изучения озер зоны поглощения, подземного стока и разгрузки карстовых вод невозможно понять

гидрогеологию многих закарстованных территорий. Исчезающие провальные озера, ключевые озера и озера полейв — интересные гидрогеологические объекты. На примере провальных озер гипсового карста было показано, как изменяются условия питания озера по мере эволюции котловины — уменьшается роль карстовых и грунтовых вод и возрастает роль атмосферных осадков. Это сопровождается сменой химического состава. Сульфатно-кальциевые солоноватые воды провальной стадии в конечном итоге после ряда промежуточных стадий сменяются пресными и ультрапресными гидрокарбонатно-кальциевыми водами.

Спелеологи видят в озерах плитвицкого типа большую наземную модель пещерных гуров.

Велико и практическое значение карстовых озер. Они служат источниками питьевого и технического водоснабжения, местом разведения водоплавающей птицы, местом охоты, рыбной ловли и отдыха.

В котловинах древних карстовых озер мы находим залежи торфа, угля, огнеупорных глин, бокситов, железных и других руд.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЫЕ ТИПЫ КАРСТА

ГЛАВА ПЯТАЯ

КАРСТ МЕЛА¹

Одной из разновидностей карбонатных пород является белый писчий мел. Он характерен для меловой системы мезозойской группы, которая получила от него название. Развит мел в Северном полушарии и очень слабо — в Южном.

В СССР в сенонских и отчасти туронских отложениях верхнемелового отдела белый мел тянется полосой от западных границ и проходит через Белоруссию, Северную Украину, западные области РСФСР, Воронежскую и Курскую области, бассейн среднего Дона, среднюю Волгу и доходит до Башкирии и Западного Казахстана (Актюбинский район).

Белый мел изучен в Белоруссии в Минской области в Кайдановском, Слуцком и Бобруйском районах и по р. Сожу в Гомельском, Прокопьевском, Климовичском и Кричевском районах. В средних и нижних частях Днепровско-Донецкой впадины туронский мел имеет мощность более 50—60 м и верхнесенонский до 100—200 м. Особенно он развит в Брянской, Курской, Белгородской и Воронежской областях, а на Украине — в Славянском и Черниговском (Новгород-Северск) районах. Имеется мел и в Молдавии. В Поволжье белый писчий мел мощностью до 60 м известен в Климовском, Ульяновском, Сенгилеевском, Жигулевском; Куйбышевском, Вольском и Камышинском районах. В Башкирии мел имеется в Стерлитамакском районе по р. Юшатырю. В Западном Казахстане в Актюбинском районе около пос. Кинжалы уже развит мергелистый мел, содержащий 5 % нерастворимого глинистого остатка.

Полоса мела протягивается от западных границ СССР через Польшу, ГДР, ФРГ, Бельгию, Парижский бассейн к берегам Ламанша на Британские острова. В Палестине, Иордании и Северной Африке развит мел и мелоподобные известняки. Имеется мел и в Западной Австралии.

¹ Опубликовано: Г. А. Максимович. Карст мела. Гидрогеология и карстоведение, вып. 2, Пермь, 1964. Печатается с дополнениями.

В Западном полушарии в верхнемеловых отложениях мел в Южной Дакоте опоясывает гору Блэк Хилз, имеется в штатах Вайоминг и Небраска, а также развит несколько шире в юго-восточной Дакоте. Имеется мел и на Кубе (А. И. Иванов, 1946; А. Ирдли, 1954; Г. А. Максимович, 1964; Е. В. Орлова, 1951; Н. Х. Платонов, 1956; Л. Б. Рухин, 1955; Ф. П. Саваренский, 1939; С. И. Шуменко, 1963).

Карст мела отличается рядом специфических особенностей и по сравнению с карстом известняков и даже гипсов изучен весьма слабо.

В отечественной и зарубежной литературе в последние годы появляется все больше данных о карстовых явлениях в мелу. Намечаются районы, где развит карст мела.

К ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ КАРСТА МЕЛА

Данные о карстовых явлениях в мелу на территории нашей Родины публикуются с конца прошлого столетия. В. В. Докучаев в 1892 г. предупреждал, что невозможно устраивать пруды в оврагах, когда стены и дно их сложены трещиноватым мелом (В. В. Докучаев, 1951). С. Н. Никитин (1895, 1905) описывает карстовые явления в истоке реки Акимовки в Карачевском районе. А. О. Михальский (1901) связывает провалы на 452—454 верстах Полесских железных дорог с карстовыми явлениями в мелу. В 1899—1912 гг. П. А. Тутковский публикует ряд работ, как о карстовых явлениях на той же дороге, так и о карстовых озерах и воронках на Волыни и в Полесье.

В 1902 г. (П. П. Семенов-Тянь-Шанский) было помещено описание известных с XIV века останцов мела в виде столбов высотой до 6 м на берегу р. Дона, близ устья Тихой Сосны, которые А. А. Дубянский (1937) считал карстовыми. 3 августа 1913 г. в районе г. Купянска произошел провал свода карстовой пустоты в мелу, сопровождавшийся землетрясением (А. К. Федоровский, 1913, 1915). А. И. Колмогоров (1913) изучает карстовые явления в мелу по берегу р. Десны в Брянском районе. А. Д. Архангельский и Н. И. Никшич (1913) указывают на наличие в карьерах в районе г. Белгорода углублений до 1—1,5 м глубиной на поверхности мела.

В 1914 г. В. Д. Ласкарев, публикуя результаты съемки 17 листа десятиверстной геологической карты, устанавливает карстовые явления в мелу в бассейне р. Горынь, у с. Лысогорки и в других пунктах. Он же указывает на ряд карстовых источников по рр. Стырь, Устье, Горынь, Забытинка и другим.

Особенно усиливаются наблюдения над карстовыми явлениями после Великой Октябрьской революции. В это время появляются и первые сводные работы.

А. Н. Семихатов в 1925 г. отмечает наличие подземных пустот в водоносном мелу в Курской губернии. Они устанавливаются по провалу инструмента при бурении. В том же году выходят книги по Орловскому и Курскому краям, где И. Д. Яковлев (1925) публикует данные о трещинных водах мела в районе Белгорода, а В. Н. Хитрово (1925) — о подземных пустотах, провальных воронках в карстовых озерах на Орловщине.

А. С. Барков (1927) отмечает на поверхности меловых плато образования, очень сходные с карстовыми воронками. Позднее изъеденную поверхность мела, где имеются небольшие углубления до 1—1,5 м глубиной, покрытую тонким плащом отложений палеогена, которую он наблюдал в 1928 г. в меловых карьерах района г. Белгорода, А. С. Барков (1938) считает каррами прикрытого карста.

По исследованиям Г. Ф. Мирчинка (1927), типичный карстовый рельеф в виде чашеобразных углублений наблюдается в бассейне р. Клевань, правого притока р. Сейма. Подобный рельеф имеется и по левобережью верхнего течения р. Сейма, а также в Стрелецкой и Казацкой степях (З. Барановская, Н. Дик,

1934). По р. Деркул, в Донбассе, наблюдается разрез, похожий на карстовый (Г. Ф. Мирчинк, 1934).

Геологическое картирование также приносит новые данные о карсте мела. При съемке 44 и 45 листов геологической карты А. М. Жирмунский (1934) в бассейнах рек Сenna, Болва и Десна отмечает карстовые озера. Ранее об этом он упоминает в кратком сообщении (1932). Б. М. Даньшин (1936) в бассейне р. Сева западины, карстовые воронки и озера связывает с выщелачиванием подземными водами мергелей и мела. Б. К. Лихарев (1928) для 61 листа указывает на подземное растворение мела по трещинам с образованием пустот. В Курской области, в районе Обояни и Кривцова, ботаник С. В. Голицын (1936) отмечает карстовые воронки с болотными и водными ассоциациями на дне. В. Тимракевич (W. Tymrakiewicz, 1935) освещает карстовые болота Полесья и Волини. А. А. Дубянский (1935, 1937, 1948) дает характеристику древнего карста в мелу, гидрогеологии и геологии Курской, Орловской и Воронежской областей. В 1934 г. Д. И. Щеголев и Н. Д. Краснопевцев, а в 1935—1939 гг. П. Т. Савицкий публикуют ряд работ о гидрогеологии и карсте мела в районе Курской магнитной аномалии. В 1936 г. П. Н. Марков и И. М. Огинский при разведке цементного сырья установили наличие карста у г. Кричева на берегу р. Сож в Белоруссии. Накопившиеся данные позволили И. Н. Гладцину в 1939 г. в «Геоморфологии европейской части СССР» для Среднерусской возвышенности отметить «дивы», карстовые воронки и озера в мелу Брянского района.

Значительная заслуга в изучении карста мела и его популяризации принадлежит М. А. Зубашенко. В предварительной работе по районированию карста европейской части СССР в 1939 г. он выделяет по литературным данным Волино-Подольскую область и подобласть карста меловых пород Среднерусской возвышенности. На Пермской карстовой конференции в 1947 г. он уже указывает Среднерусскую область мелового карста, которую делит на два района: Брянско-Деснинский район карстовых озер и Курско-Харьковский карстовый район. Его ученица А. А. Попова (1947) отмечает карстовые явления в окрестностях г. Воронежа. В 1953 г. М. А. Зубашенко публикует работу о меловом карсте Среднерусской возвышенности.

К. И. Маков (1935, 1940), характеризуя напорные воды Украины, приводит ряд ценных сведений о карсте мела и трещинно-карстовых водах. В. И. Громов (1948, 1950) для Десны на схематическом профиле показывает карстовую воронку в мелу, выполненную лёссом и лёссовидными супесями. В последних у дна воронки были сделаны палеолитические находки. Н. С. Миллер и Н. С. Пядина в 1952 г. приводят интересные данные о карсте Брянской области. И. Н. Ежов (1952) характеризует карст мела Воронежской области. А. Д. Кучерук (1953) для Западной Подолии указывает на карстовые явления на правом берегу р. Стир в районе с. Берестечко. Ранее эти явления были описаны В. Д. Ласкаревым (1914). Н. А. Гвоздецкий (1954) в сводной работе приводит данные о наличии карста мела в европейской части СССР, а Ф. Н. Мильков (1954) — о карстовых останцах — дивах и морфологии мелового карста на юге Среднерусской возвышенности.

В 1956 г. на Московском совещании по изучению карста было сделано несколько докладов, содержащих данные о карсте мела. В работах по районированию карста СССР Г. А. Максимович указывает, что карст мела наиболее выражен на Воронежской антеклизе и на юго-западном и западном крыльях Украинского щита. Н. А. Гвоздецкий также связывает карст мела и мелоподобных мергелей с западными районами Среднерусской возвышенности, соответствующими Воронежской антеклизе, югом Полесья и северной частью Волинско-Подольской возвышенности. М. А. Зубашенко (1956), рассматривая вопросы изучения карста в мелу, указывает на возможность выделения особого типа мелового карста. Он считает, что слабая закарстованность меловых толщ не находит удовлетворительного объяснения. Н. С. Миллер (1956) приводит данные о карсте меловых отложений Брянской области. Работы 1952 г. им дополнены

сведениями о провалах до 1954 г. включительно. Н. Х. Платонов (1956) на примере восточной части Воронежского массива подчеркивает роль растекания как особенности карста в мелу. Совещание по карсту является значительным этапом в изучении карста мела СССР, а также в области теории его образования.

В 1957—1966 гг. публикуется довольно много работ по карсту мела¹. Это десятилетие характеризуется появлением трудов карстового совещания 1956 г. В первом томе, названном «Общие вопросы карстоведения» (1962), карст мела рассматривается в работах по районированию, а также в специальных. Публикуются и другие статьи, посвященные карсту мела или содержащие о нем некоторые сведения.

Г. А. Максимович (1958, 1962 а, б, г) указывает на тектоническую приуроченность карста мела в СССР и Восточном полушарии, приводит данные о дебите крупных карстовых источников (1962 в, 1963), публикует краткое (1957), а затем основное (1964) содержание настоящей главы. Несколько работ, посвященных морфологии и инженерно-геологическим условиям районов мелового карста, публикуют М. А. Зубашенко (1954, 1957, 1962) и Н. В. Родионов (1959, 1962, 1963). Отдельные работы по этим вопросам мы находим у И. Л. Дзилны (1960, 1961), Г. А. Куприной и других (1957), А. И. Ланько (1958), Ф. Н. Милькова (1957, 1963), Н. Х. Платонова (1962), Г. Г. Скворцова (1962). А. Б. Богуцкий, И. М. Свынко (1966), Р. В. Красненков (1966 а, б) рассматривают древний карст Подолии, Воронежской и Курской областей. Вещественный состав мела освещен Ю. Г. Копысовым (1963), Г. И. Носовым (1957), выщелачивание — Н. А. Окниной (1962), карстовые озера — А. Антыковым и Б. Гвоздевым (1958), Н. С. Миллером (1965).

Необходимо отметить краткую характеристику карста мела Воронежской и Белорусской антеклиз, Ульяновско-Саратовского и Припятского прогибов, которую дал Н. В. Родионов (1963). О применении методов электроразведки для изучения карста мела сообщают В. Г. Самойлов и Г. Г. Коншин (1956).

Гидрогеологические условия карста мела в разные годы освещены в работах А. М. Белокопытова (1966), Г. А. Белявского (1967), А. А. Дубянского (1935), Н. Э. Зейберлиха (1962), Г. Н. Каменского и др. (1960), И. Г. Кисина (1958), А. А. Крубера (1937), З. И. Кубыниной (1965), Б. И. Куделина и др. (1963), Э. В. Лехтимяки (1965), Е. В. Милановского (1943), В. М. Морозова (1956), Е. И. Музыченко (1965), А. Н. Семихатова (1934), В. Т. Терновской (1965), О. О. Фаловского (1959, 1961, 1966), И. И. Цапенко (1961), А. Ф. Чаркина (1961), Б. В. Асоченский (1966), А. А. Дубянский (1948), Г. А. Максимович (1960), Д. И. Погуляев (1955) и другие характеризуют роль карста мела в формировании месторождений полезных ископаемых.

В Великобритании еще в прошлом столетии карст мела изучал Ч. Лайель (С. Lyell, 1839). Во Франции в начале XX века пещеры в мелу исследует Э. А. Мартель (Е. А. Martel, 1901—1902). Можно отметить работы, которые опубликовали за рубежом Э. Мартонн (1945, 1950), Л. Офрер (L. Aufrere, 1929). Деманжон (Demangeon, 1905), Х. В. Вудвард (Н. В. Woodward, 1910), Э. А. Мартель (Е. А. Martel, 1908), Е. Принц (1933), К. Кейльгак (1935), Ф. Д. Норс (F. J. North, 1930), Г. Косак (Н. Р. Kosack, 1952), Д. Стамп, С. Бивер (1948) и другие, где приведены данные о карсте мела и его водах на севере Франции, в Бельгии и Великобритании.

О. Э. Мейндер (1935) указывает на закарстованность и трещиноватость мела Великой равнины в Северной Америке, где он дает умеренное количество воды. Геологические условия осветили Н. Ю. Успенская (1950) и А. Ирдли (1954).

И. Цвийич (J. Cvijić, 1925, 1960), характеризуя карст меловых плато севера Франции, Бельгии и Англии, считает его мерокарстом, или неполным карстом, так как здесь не полностью развиты все типичные формы карста. Г. Шабо (G. Chabot, 1925) в своей наметке классификации выделяет карст мела как особый тип.

¹ Работы этого периода приведены в очерке истории изучения карста мела и списке литературы, а в главе не всегда использованы.

ОСОБЕННОСТИ МЕЛА

Обыкновенный писчий мел, образовавшийся преимущественно химическим и коллоидно-химическим путем, отличается от обычных известняков тем, что состоит главным образом из тонкого порошкообразного кальцита, содержащего более или менее значительную примесь (иногда до 50 %) кокколитофорид. Встречаются и остатки крупных раковин. Нерастворимый остаток, состоящий из глинистого вещества и кремнезема, обычно не превышает 1—2 %, местами возрастая до 5—7 %. В некоторых районах, в частности в Поволжье, содержание примесей в виде глауконита, опала, халцедона, кварца и других еще больше.

Текстура белого писчего мела различна. Различают ихнитовую (результат деятельности илоядных червей), жильчатую, ихнитово-жильчатую, брекчиевидную и тонкослойную текстуры. Пористость мела не зависит от текстуры и составляет от 30—32 до 52—54, чаще 40—45 (Г. А. Максимович, 1942, 1944), а в бассейне С. Донца 49—50 %. Минимальная пористость, при повышенном содержании нерастворимого остатка, — 3,28 %. Объемный вес сухих образцов составляет от 1,9 до 1,2 г/см³, в бассейне С. Донца в среднем 1,36—1,37 г/см³ (С. И. Шумейко, 1963).

Водопроницаемость мела по порам ничтожна и составляет 10^{-5} — 10^{-6} см/сек. Фильтрационная способность его не имеет практического значения и при отсутствии трещин мел представляет водоупор.

При наличии трещин мел становится водоносным и водопроницаемым. Движение агрессивной воды по трещинам сопровождается химической и механической суффозией. В известняках и доломитах растворение и механическое разрушение имеет примерно одинаковую интенсивность. В мелу же механическое разрушение поверхности в 4—6 раз интенсивнее, чем растворение. В ряде случаев это может способствовать заилению трещин.

Скорость химической и механической суффозии изменяется в зависимости от ряда факторов и в частности от скорости движения воды, ширины трещин и других.

С мелом, в отличие от известняков и гипсов, проведено мало экспериментов. По данным Ф. Ф. Лаптева, скорость растворения мела водой с карбонатной емкостью 1 мг/л составила от 350 до 750 мг CaCO₃ с 1 м² оmyаемой поверхности в сутки, а скорость механического разрушения (глубина сработки поверхности) от 0,4 до 1 мм в год (А. И. Иванов, 1946; В. А. Приклонский, 1952).

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И РАЙОНИРОВАНИЕ КАРСТА МЕЛА

В СССР карст мела изучается при геологических, гидрогеологических, инженерно-геологических, геоморфологических и географических исследованиях, а также в процессе разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Накопление данных позволило

провести районирование карста мела. М. А. Зубашенко (1947) выделил Полесско-Волынскую и Среднерусскую области мелового карста. Последнюю он делит на два района: Брянско-Деснинский и Курско-Харьковский. Г. А. Максимович (1958, 1962 б) для карстовой страны Русской платформы указывал: Белорусскую антеклизу с вероятным наличием карста мела, область карста мела Воронежской антеклизы, Полесско-Волынскую область мелового карста (подземный склон Украинского щита). Опубликована характеристика этих областей (Г. А. Максимович, 1964).

Н. В. Родионов (1963) различает район Воронежской и Белорусской антеклиз и Ульяновско-Саратовского и Припятского прогибов. К одному району отнесены 5 пространственно разобщенных территорий с различной площадью.

Схематическая карта Н. В. Родионова была использована Н. А. Гвоздецким и А. Г. Чикишевым (1966). Указанные авторы отдельные площади распространения мела и мело-мергельных пород снабдили номерами и возвели в ранг провинций или округов. Вся территория, где развиты эти породы, стала Полесско-Приволжской карстовой областью, которая, по отмеченным уже ранее Г. А. Максимовичем и Н. В. Родионовым геоструктурным единицам, разделена на провинции: Припятского прогиба, Белорусской антеклизы, Воронежской антеклизы, Ульяновско-Саратовского прогиба. Каждая из этих провинций разделена на 2—3 округа, которым даны не всегда обоснованные географические названия по городам или рекам.

Русская платформа

Мергельно-меловые отложения осадочного чехла Русской платформы представляют осадки обширного верхнемелового морского водоема, распространявшегося от современных западных границ СССР до Поволжья и Южного Приуралья. Карстующиеся мело-мергельные отложения представлены отложениями туронского, коньякского, сантонского, кампанского и маастрихтского ярусов. В настоящей работе для карста мела выделяются карстовые области: Воронежской антеклизы, Волыно-Подольская, Ульяновско-Саратовская, Белорусской антеклизы, Припятского прогиба. Карст мела возможен в Прикаспийской синеклизе (рис. 90).

Карстовая область Воронежской антеклизы наиболее изучена. Отложения туронского и коньякского ярусов на северной окраине (Курск, Щигры, Воронеж) представлены пясчистым мелом большой чистоты; содержание CaCO_3 до 95,4—97,4 % и нерастворимого остатка до 1 %. Кроме того среди твердого мела коньякского яруса буровыми скважинами в районе г. Белгорода, пос. Яковлево (Курская обл.) и в долине р. Оскольца (пос. Лебеди) при бурении грунтоносом извлечен разжиженный слабопластичный мел. Содержание нерастворимого остатка в разжиженном мелу

Карст мела Воронежской антеклизы изучался А. Колмогоровым (1913), А. А. Дубянским (1937), М. А. Зубашенко (1939—1966), Н. В. Родионовым (1956—1963), Р. В. Красненковым (1965, 1966), Н. С. Миллером (1952—1965), Ф. Н. Мильковым (1954, 1957, 1963), Н. Х. Платоновым (1956, 1962) и другими. Имеющиеся данные показывают, что в пределах карстовой области Воронежской антеклизы имеется несколько карстовых районов: западный, центральный и

восточный, которые мы будем именовать Брянским, Центральным и Доно-Хоперским. В дальнейшем Центральный район будет вероятно разделен еще на 3—4 района.

Брянский карстовый район приурочен к западной части Воронежской антеклизы и прилегающих крыльев Московской и Украинской синеклиз. В Белоруссии А. С. Махнач и др. (1957) отмечают широкое развитие карстовых воронок на террасах рек Сож, Беседь и др. Данные о карсте приводят В. В. Дрозд (1964), П. Н. Марков и И. М. Огинский (1936) и другие. В Смоленской области

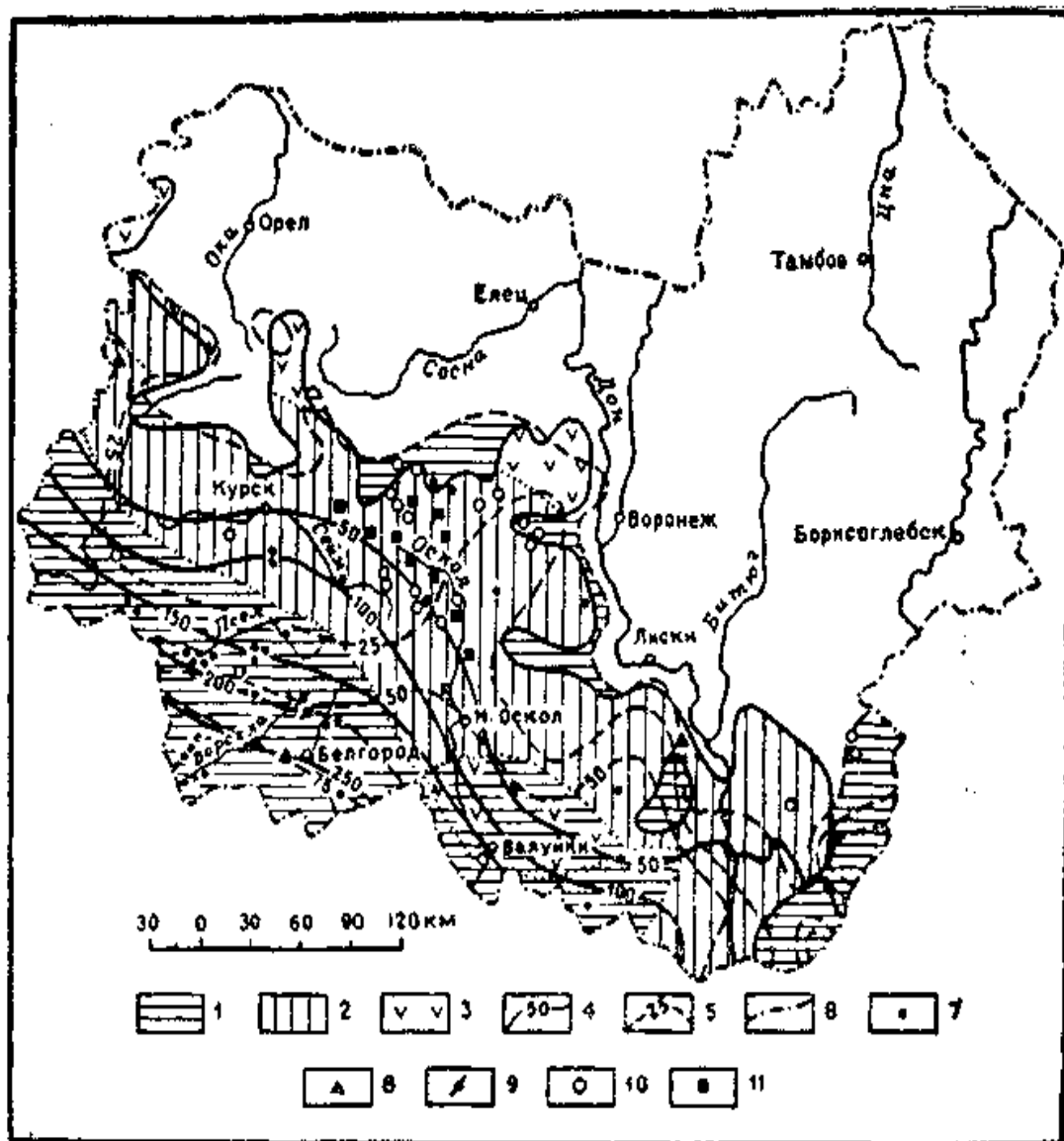


Рис. 91. Схема распространения карста мела на севере центрального района области Воронежской антеклизы (по Н. В. Родионову, 1962): 1 — переслаивание мела и мергелей; 2 — мергели; 3 — кремнистые породы. Изолинии мощностей: 4 — отложений сантонского, кампанского и маастрихтского ярусов; 5 — отложений туронского и коньякского ярусов; 6 — граница Центральночерноземных областей; 7 — карстовые воронки; 8 — поглощающие карстовые воронки; 9 — скважины, вскрывшие разжиженный мел; 10 — скважины, вскрывшие погребенные карстовые формы; 11 — обнажения, вскрывшие допалеогеновый карст

карст мела известен в долинах Десны, Ипути, Осетра и других рек (Д. И. Погуляев, 1955). М. А. Зубашенко (1947) считал, что в этом районе преобладают карстовые озера и назвал его Брянско-Деснинским районом карстовых озер. После работ Н. С. Миллера и Н. С. Пядиной (1952), показавших широкое развитие карстовых воронок в этом районе и их преобладание над карстовыми озерами, его надо именовать просто *Брянским районом карста мела*. Для этого района характерны простые, а местами сложные карстовые воронки, пологие карстовые котловины и озера. Входы в пещеры обрушены. Карстовые источники слабо развиты главным образом на северо-востоке района, где мел находится выше уровня воды в реках. Среди карстовых озер преобладают небольшие, а крупные весьма редки.

В районе развит поперечный сток к речным долинам, продольный подрусловый, отмеченный по водоворотам, и глубинный в направлении Украинской синеклизы ниже зоны подрусловых пустот.

Центральный район карста мела Воронежской антеклизы наиболее изучен. Развитые на этой территории мелоподобные породы обладают различным составом, свойствами и их способность к карстованию различна. Карст приурочен главным образом к наиболее растворимым чистым и трещиноватым разностям



Рис. 92. Поля карстовых воронок в мелу междуречья Сейм-Рать (по Ф. Н. Милькову, 1963). Цифры в пределах полей обозначают номера воронок

писчего мела, содержащим мало глинистых примесей и прослоев глины.

Карст мела характеризуется карстовыми воронками. Распространение карстовых воронок показано на рис. 91. Эти данные Н. В. Родионова (1962) были дополнены Ф. Н. Мильковым (1963). На междуречье Сейм-Рать к востоку от Курска было установлено 8 карстовых полей из 36-и воронок (рис. 92). Размеры этих воронок следующие:

Количество воронок			
Размер, м	Длина	Ширина	Глубина
>200	1		
200—100	1	1	
100—50	10	3	
50—25	13	18	
25—15	3	5	
15—5	4	5	5
<5	4	4	31
	36	36	36

На междуречье Убля-Котел на площади 3,2 км² обнаружено 146 карстовых форм. Большое количество воронок найдено в лесу, в 5 км к востоку от д. Терехово. Наиболее крупная имеет длину 212 м, ширину 150 м, глубину 7 м.

Свежие карстовые провалы образовались в последние годы. В Белгородской области у подножья правого склона Тихой Сосны в конце июля 1957 г. возникла воронка диаметром 6—8 м, глубиной 5 м. Образование ее связывают с просачиванием воды из водоразборной колонки. В этом же районе в Афанасьевской балке близ с. Алексеевки на дне высохшего пруда летом 1957 г. возник карстовый провал диаметром 4—6 м при глубине 8—10 м. В этой же области на левом берегу р. Пены (бассейн р. Псела) в 2 км от с. Богатое летом 1961 г. образовалась карстовая воронка диаметром 5 м, глубиной 2,8 м. На восток от Курска на междуречье Сейм-Рать в 3,3 км от д. Вольная Заря летом образовался провал 7,5×7 м, глубиной 3 м (Ф. Н. Мильков, 1963).

В Воронежской области в 1,5 км от с. Евдаково Ф. Н. Мильков (1957) в 1956 г. наблюдал три свежих карстовых провала в верховьях балки Ольховатской. Первый провал возник осенью 1954 г. при вспашке поля трактором и представлял цилиндрический колодец глубиной около 2 м. В 1966 году была уже крутостенная воронка. Второй провал возник летом 1955 г. во время уборки и чуть не вызвал поломку самоходного комбайна. Третий провал произошел весной 1956 г. при вспашке поля трактором. Диаметр второго и третьего провалов около 1,5 м. Это цилиндрические колодцы глубиной 1,5—1,8 м, расширяющиеся книзу. В отвесных стенках провалов был обнаружен чернозем, переходящий в лёссовидный суглинок.

В Воронежской области в 3 км от д. Титаревки (междуречье Богучарки илевой Богучарки) известно карстовое озеро 380×350 м, глубиной 1,5 м. Вода озера используется для водопоя скота. Котловины высохших озер в этом районе имеют диаметр 180 м при глубине 1,5 и 240 м при глубине 3 м (Ф. Н. Мильков, 1963). В с. Евдаково до 1941—1945 гг. существовало провальное озеро Куст диаметром около 50 м и глубиной 8—9 м. Во время войны оно было уничтожено при строительстве временной железной дороги. Слева от дороги Старый Оскол — Курск в мелу находится карстовая воронка глубиной 25—30 м с диаметром в верхней части до 100 м. На дне ее озеро шириной 30—40 м (Ф. Н. Мильков, 1957).

Пещеры редки. В меловом карьере у г. Старый Оскол и в Лебединском карьере Курской магнитной аномалии вскрыты небольшие пещеры высотой до 2 м (Н. В. Родионов, 1963).

Имеются карстовые источники, иногда довольно значительные. Известны и исчезающие реки.

В карстовой области Воронежской антеклизы (и окраины Украинской синеклизы) установлено три эпохи карстообразования: 1) древнетретичная — между верхним мелом и палеогеновой трансгрессией, 2) неогеновая — главным образом плиоценовая, 3) послеледниковая, которая продолжается и в настоящее время (А. А. Дубянский, 1937).

Р. В. Красненков (1966а) различает ледниковую и внеледниковую области. По новым данным большинство погребенных воронок ледниковой области возникло от конца олигоцена — начала миоцена, когда долины вскрыли писчий мел, до начала среднего плейстоцена. Перекрытие территории мореной днепровского оледенения прервало развитие воронок. Новые воронки возникли в послеледниковое время.

Во внеледниковой области возраст воронок от конца олигоцена — начала миоцена и до настоящего времени.

В толще писчего мела туронского и коньякского ярусов в Воронежской области в воронках встречаются трепелы и мергели сантонского яруса, отложения киевской, харьковской и полтавской свит палеогена. Заполняющие карстовые воронки породы часто раздроблены, наклонены под значительными углами, иногда поставлены на голову. Нередко по вертикальным поверхностям срыва соприкасаются разновозрастные породы. Это коррозионно-просадочные и коррозионно-провальные воронки русского покрытого карста. Глубина просадок и провалов для 132 воронок по Р. В. Красненкову (1966 а) следующая:

Глубина, м	Число воронок	%
более 75	10	8
75—50	66	50
50—25	37	28
менее 25	19	14

Погребенные карстовые воронки вскрываются скважинами в основном в северной части района. В ледниковой области близ ст. Нижнедевицк скв. 103 в погребенной воронке прошла 88 м по выполняющим ее породам, прежде чем достигла писчего мела туронского яруса. В скважине последовательно были пройдены покровные четвертичные суглинки, моренные суглинки днепровского оледенения, 44 м серых слоистых песчанистых суглинков, пески полтавской свиты палеогена, глины киевской свиты. Воронка, вероятно, начала расти еще в плиоцене. Затем рост ее был, по-видимому, остановлен днепровским ледником.

На Благодатненском месторождении трепела в Курской области, расположенном во внеледниковой области, рост воронок не прерывался ледником (рис. 93). Часть воронок начала расти в плиоцене и углублялась далее в четвертичное время.

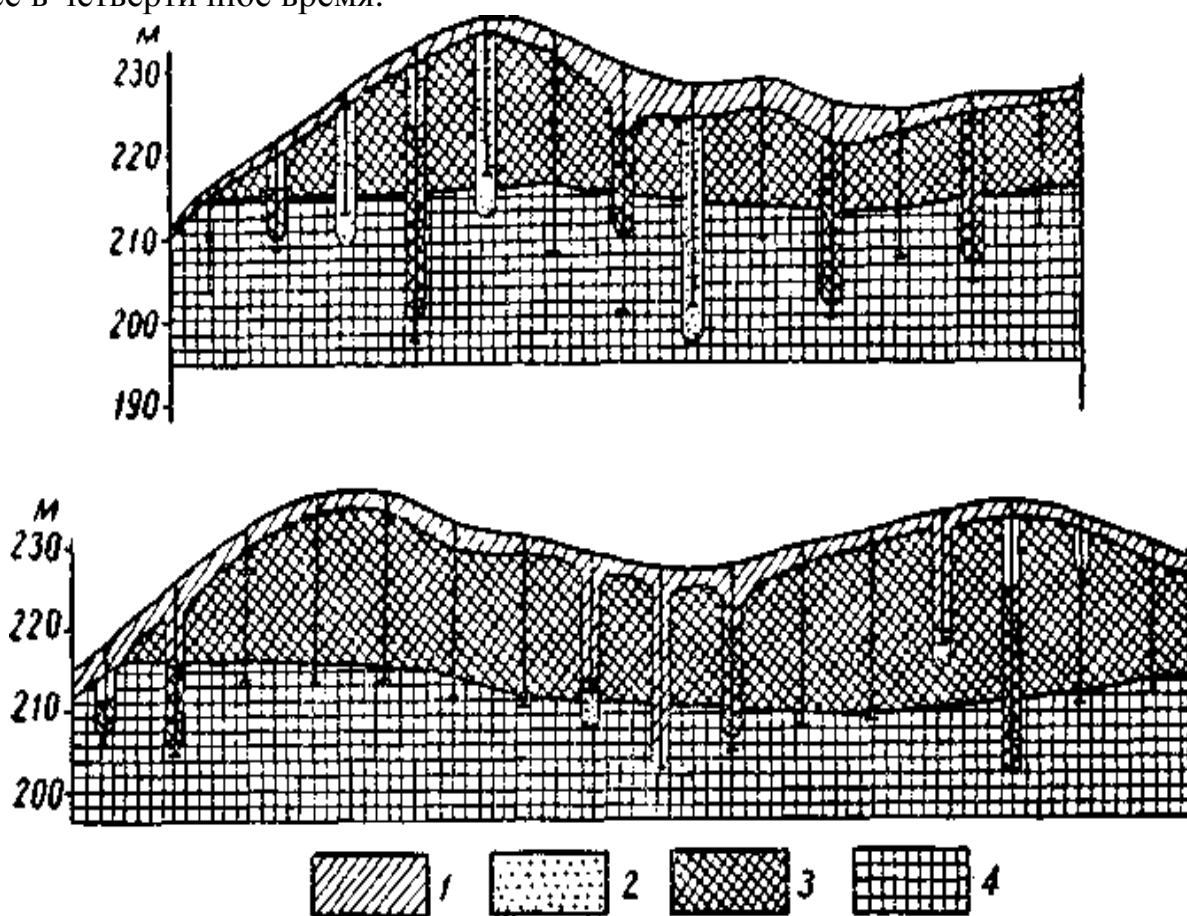


Рис. 93. Геологические разрезы по Благодатненскому месторождению трепела, Курская область (по Р. В. Красненкову, 1966): 1 — четвертичные суглинки, 2 — пески полтавской свиты, 3 — трепел киевской свиты и сантонского яруса, 4 — писчий мел туронского и коньякского ярусов

Древний третичный карст представлен погребенными каррами, воронками, меловой карстовой брекчией, подземными полостями. А. А. Дубянский (1937) считает пещеры и останцы «дивы» проявлением древнего карста. С впадинами древнего карста связаны латеритоподобные глины, каолин, железные руды, фосфориты, а местами и залежи лигнита. Подземный сток здесь, как и в предыдущем районе,

поперечный — к речным долинам, а глубинный — в Украинскую синеклизу.

Приподнятость мела обуславливает водопоглощение в оврагах и осложняет устройство в них водоемов.

Доно-Хоперский район находится в восточной части Воронежской антеклизы. Карст мела развит главным образом на валах, где наблюдается повышенная трещиноватость (рис 94). Карстует туронский белый писчий мел мощностью 1—25 м, или в среднем 12,5 м. Внизу он переходит в песчанистый мел мощностью 15—2 м. Туронская толща весьма неоднородна и изобилует разнообразными проявлениями карста.

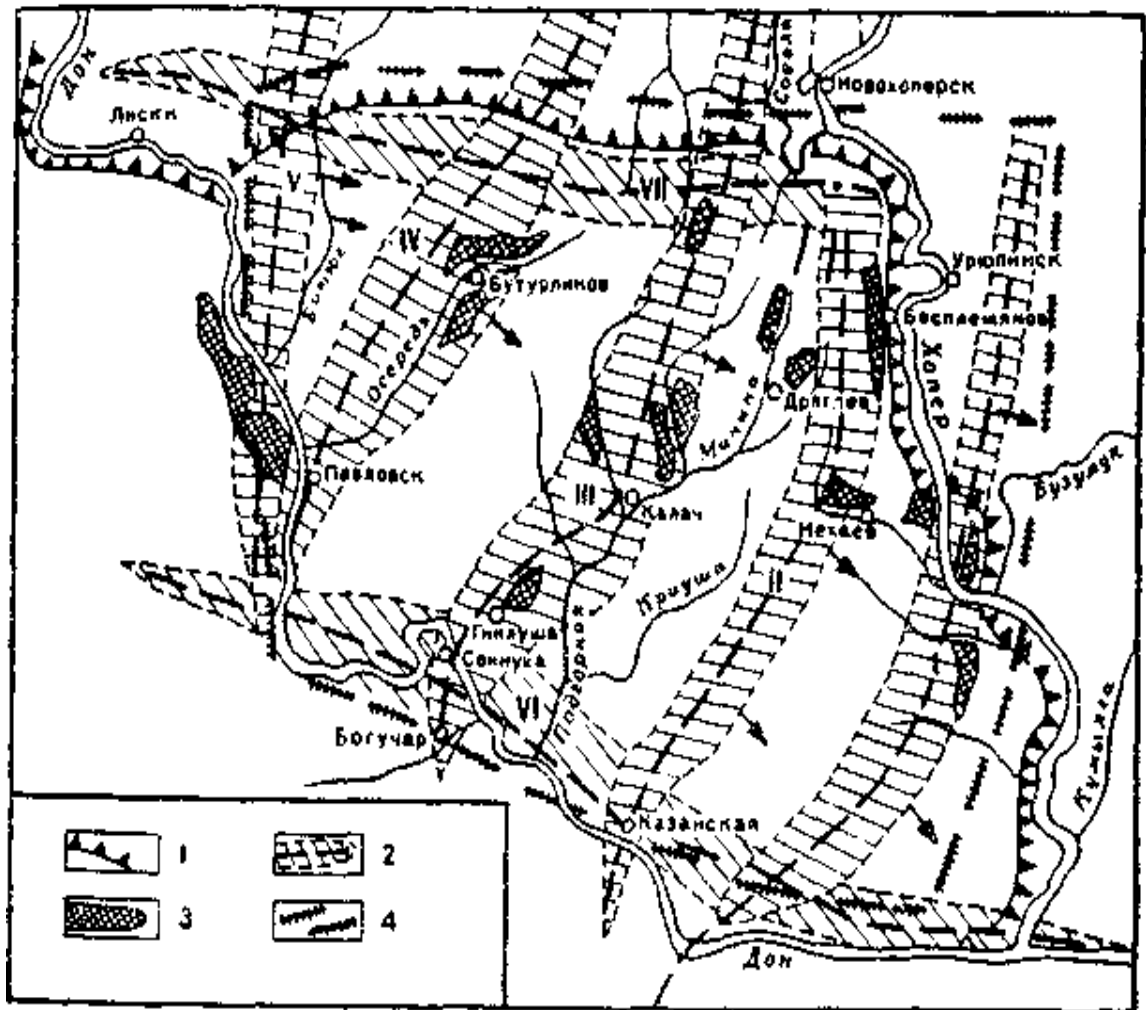


Рис. 94. Схема распространения карста мела в Доно-Хоперском районе Воронежской антеклизы (по Н. Х. Платонову, 1962): 1 — Доно-Хоперский уступ; 2 — Доно-Хоперский горст; 3 — карстовые участки; 4 — плакантиклинали (валы) и их оси: I — Доно-Бузулукская; II — Доно-Хоперская; III — Доно-Подгорненская; IV — Осередь-Токайская; V — Доно-Битюгская; VI — Среднедонская; VII — Добринская

Подстилающая альб-сеноманская толща мощностью 30—40 м представлена желтыми песками с двумя пластами песчаников. Она дренирует воды, циркулирующие в толще писчего мела, что способствует развитию карстовых явлений. Там, где альб-сеноманские пески выклиниваются, карст мела отсутствует или проявляется очень слабо.

На неровной поверхности туронского мела залегает хоперский горизонт. Это пластовые бурые железняки, переслаиваемые линзами зелено-серых тонкослоистых глин и пропластками пластовых фосфоритов, реже каолинов. В подошве рудного горизонта иногда встречаются мелкозернистые слюдистые пески мощностью 15—20 см. Мощность рудного горизонта 0,5—12, в среднем 1—1,5 м. Изменение мощности хоперского горизонта обусловлено карстовым рельефом поверхности мела. Давая свое определение карста, как *результата деятельности подземных вод*, Н. Х. Платонов (1962, стр. 227) на стр. 231 выделяет гипотетический *подводный карст*. По его мнению подводный карст проявлялся на дне хоперского моря в: 1) расширении морской водой трещин в толще писчего мела, 2) заполнении расширенных трещин в подрудном мелу зеленовато-серой, охристой или каолиновой глиной, 3) провалах рудного горизонта в углубления писчего мела, 4) заполнении карманов и ниш в писчем мелу подрудным песком или охристым бурым железняком. Вопреки собственному определению, Н. Х. Платонов описывает карст, возникший в результате деятельности морской, а не подземной воды. Даваемое же объяснение мало вероятно. В его схеме не учтены континентальные перерывы.

Нижнесантонский хоперский горизонт перекрыт верхнесантонской толстослоистой зелено-серой опокой мощностью 0—1,5 м. Верхний сантон почти целиком размыт палеогеновой трансгрессией и подстилает каневскую толщу несогласно.

Палеогеновый каневский ярус представлен двумя пачками. Верхняя пачка состоит из песков мощностью 4—5 м, нижняя — из плотных тонкослоистых глин мощностью 5 м. К песчаной пачке приурочен постоянный горизонт надмеловых подземных вод.

По Н. Х. Платонову (1962), карст проявляется в виде провальных воронок и колодцев, бессточных круглых или овальных впадин в виде блюдца и слепых балок, трещин, пещер со сталактитами, сталагмитами и карбонатными натечками на стенах. Наблюдаются карстовые источники. Есть также карры или небольшие гребешки окремнелого мела и погребенные карстовые формы.

Приуроченность карста к поднятиям связана с повышенной трещиноватостью, большим наклоном слоев и большой скоростью подземных вод. Прогибы между поднятиями почти лишены карстовых форм.

Карстовые воды в толще мела питаются атмосферными осадками, часто подкисленными SO_4 за счет разложения конкреций пирита в покровных породах. В тех местах, где в кровле мела залегают водоносные пески каневского горизонта без подстилающего водоупора, карстообразование усиливается за счет увеличения количества воды. Как уже указывалось, играет роль и дренирующее действие подмеловых толщ.

Волыно-Подольская область карста мела занимает северную часть Волыно-Подольской плиты (Атлас, 1960). Она соответствует Полесско-Волынской области мелового карста М. А. Зубашенко (1947).

Ранее, по старой тектонической схеме, автор называл ее Волыно-Люблинско-Подольским поднятием (Г. А. Максимович, 1964). Н. А. Гвоздецкий и А. Г. Чикишев (1966) ошибочно отнесли эту область к провинции Припятского прогиба и даже разделили на два округа: Днестровско-Припятский и Южно-Полесский. Карстуетя в основном мел турон-коньякских и в меньшей степени кампанских и маастрихтских отложений.

В рассматриваемой области карстовые формы представлены коррозионными и провальными воронками (заболоченными или занятыми мощными восходящими ключами), озерами. Распределены они неравномерно. Карстовые формы, приуроченные к тектоническим трещинам в меловой толще, располагаются независимо от элементов современного рельефа. Местами обнаруживается древний карст в форме воронкообразных углублений, заполненных предледниковыми или ледниковыми отложениями, обычно не выраженных в современном рельефе. Неровная поверхность мела, значительные полости в меловой толще и погребенные воронки указывают на длительность и интенсивность карстообразования. Намечаются две карстовые эпохи. Первая началась в конце неогена и закончилась в эпоху максимального оледенения, когда карстовые формы были перекрыты отложениями ледника и ледниковых вод. Вторая — современная, начавшаяся после освобождения территории области от ледника и ледниковых потоков и активно проявляющаяся в настоящее время. Эти эпохи устанавливаются в основном для поверхностных карстовых форм. Внутри же меловых толщ, возможно, карстообразование не прекращалось и в периоды, разделяющие эти эпохи.

Ульяновско-Саратовская карстовая область приурочена к одноименной синеклизе. Водоносность мергельно-меловых пород этого артезианского бассейна, где имеются и безнапорные воды, охарактеризована З. И. Кубыниной (1965). В карстовой области обособляются два района: Барышский и Сызранско-Терешкинский.

В *Барышском карстовом районе* закарстованность верхнемеловых отложений маастрихтского яруса отмечена Е. В. Милановским (1943) в бассейне р. Барыш. Здесь развиты крупные карстовые воронки. Кроме того, в бассейне р. Инза описаны провальные воронки диаметром до 40—50 м, глубиной до 10—12 м, приуроченные к рыхлым трепелам.

В *Сызранско-Терешкинском районе* крупные карстовые воронки отмечены Е. В. Милановским (1943) в бассейне р. Сызрань. Карстовые воронки известны и на правобережье р. Терешки. Современные долины р. Терешки и ее притоков врезаны в глубокую донеогеновую долину. В районе сел Сухая Терешка, Средняя Терешка и Верхняя Терешка имеются многочисленные карстовые воронки диаметром от нескольких метров до 25—40 м и глубиной до 10—12 м, расположенные иногда цепочками и карстовыми полями. Одна из воронок образовалась в 1953 г. в 4 км на с.-в. от

с. Верхняя Терешка. Близ с. Белый Ключ на водораздельных участках имеется несколько карстовых воронок диаметром 50—70 м и глубиной до 25 м. Карстовые воронки заполнены четвертичными отложениями и обломками палеогеновых меловых пород. Меловые отложения сильно трещиноваты, коэффициент фильтрации их до 25 м/сутки. Буровые скважины вскрыли разжиженный мел.

Карстовые процессы в этой области начались с конца мела в датский век, когда эта территория представляла область сноса. Трансгрессия палеогенового моря прервала карстообразование, которое возобновилось после отступления моря и продолжается до настоящего времени (Н. В. Родионов, 1963).

Карстовая область Белорусской антеклизы слабо освещена в литературе. Имеется указание П. А. Тутковского (1915) о аличии карстовых воронок и ключей по левобережью Сервича (приток Немана). В большей части сводных работ по Белоруссии (В. В. Дрозд, 1964; А. С. Махнач и др., 1957 и др.) указывается на карст восточной части республики. Однако эта территория относится уже к Брянскому району карстовой области Воронежской антеклизы. В карстовой области Белорусской антеклизы имеются карстовые озера и воронки.

Карстовая область Припятского прогиба также слабо охарактеризована. В границах этого прогиба (И. В. Якушкин, 1962), где мощность мергельно-меловых сеноман-маастрихтских отложений достигает 190 м, установлена водоносность и закарстованность. Некоторые данные о распространении мела, его закарстованности и водообмене карстовых вод имеются у М. Ф. Козлова (1963), Ю. Г. Копысова (1963), Э. В. Лехтимяки (1965).

В *Прикаспийской синеклизе* отложения маастрихта в Примугоджарье сложены мелоподобными мергелями, которые подстилаются песчаниками. Общая мощность их достигает 30 м. Западнее, между устьем р. Темир и пос. Байганин, пески сменяются глинами, над которыми залегает писчий мел. Мощность маастрихта возрастает до 40 м. Еще западнее отложения Маастрихта переходят в меловую и мергельно-меловую толщу мощностью до 100—300 м. В писчем мелу развиты локальные и не очень водообильные ненапорные и напорные воды (Н. Э. Зейберлих, 1962). В районах выхода на поверхность водоносного мела (Табускен) возможно наличие карста мела.

В Оренбургской области на юг и восток от Соль-Илецка развиты пологие брахиантиклинальные складки с углом наклона крыльев до 15°, длиной 6—8 км, вытянутые меридионально. Они сложены верхнемеловыми отложениями сантона, кампана и особенно маастрихта мощностью 10—30 м. Белый или серый плотный писчий мел, иногда с включениями фосфоритов, часто закарстован. Карст мела Г. В. Поспелова наблюдала в окрестностях Соль-Илецка в районе фермы № 3 совхоза им. Цвиллинга и у Акбулака в верховье речки Акбулачки. Химический состав мела (в %): CaCO_3 — 91,5; SiO_2 — 5,7; MgCO_3 — 0,9; окислы железа — 0,9; H_2O — 0,5.

Мел слагает небольшие хребтики с относительной высотой 30—35 м, где он перекрыт палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями. Местами мел выходит на поверхность.

Хребтики прорезаны эрозионно-карстовыми оврагами, устье которых заканчивается в долине Акбулачки. В разрезе склонов оврагов виден щебенчатый мел, меловая галька. Плоское дно оврагов осложнено ложбинами, воронкообразными понижениями, местами заболочено и покрыто влаголюбивой растительностью.

В широких долинах между холмами развиты ложки, начинающиеся узкой рытвиной. На дне их наблюдаются небольшие мелкие карстовые воронки чашеобразной или блюдцеобразной формы с обрывистой незадернованной бровкой и пологим дном. Имеются также своеобразные слепые канавки глубиной 10—20 см и шириной 10—15 см с обрывистыми стенками и пологим дном. Они развиты обычно вдоль борта лога и часто находятся между воронками, соединяя их между собой. Г. В. Пospelова считает их провальным карстово-суффозионным образованием.

Подземные небольшие полости имеются в толще мела и наблюдались в карьерах у с. Покровка на контакте разрушенного рыхлого и плотного слоев мела. Они встречаются в местах пересечения трещин и имеют высоту 20—25 см, ширину 40—50 см и глубину до 0,5 м.

В развитии описанного, очень слабо выраженного, карста известную роль играют растения и роющие животные. Корни растений проникают в толщу мела на глубину 1,5—2 м и, раздвигая трещины, способствуют возникновению емкостей в местах пересечения трещин. На юг от мелового карьера у с. Покровка на площади 47 м² Г. В. Пospelова насчитала 23 норки суслика. Около каждой имелся бугорок высотой 20—40 см, состоящий из мергелистой щебенки и меловой муки. Около нор часто встречаются воронкообразные провалы. Деятельность роющих животных наблюдается и около указанной ранее фермы № 3.

Описанные, очень слабо развитые, карстовые явления возникают на фоне эрозионных. В некоторых случаях появлению их способствует деятельность растений и животных (Г. В. Пospelова, 1968).

Зарубежные страны

В Польше карст мела известен в районе Люблинской впадины Восточноевропейской платформы и частично Висленского прогиба. Он описан Г. Марущаком как карст междуречья Вислы и Западного Буга (H. Maruszczak, 1966). На этой территории мергельно-меловые верхнемеловые отложения местами обнажены и карст развивается как на поверхности, так и под покровом четвертичных отложений. Здесь развиты карстовые воронки, слепые долины, котловины, озера. Карры, карстовые колодцы, пещеры отсутствуют. Поверхностный сток развит почти нормально. Рельеф является эрозионно-карстовым.

Наиболее распространены воронки блюдцеобразной и реже конусообразной формы. Диаметр их от нескольких до 100 м, глубина до 10 м, склоны имеют наклон менее 10° и очень редко до 20° . Местами воронки многочисленны и их густота достигает 100—120 на км^2 . Провальные формы отсутствуют. Слившиеся воронки образуют карстовые котловины или слепые долины. Последние развиты к востоку от Люблина в мергельно-меловых отложениях.

Имеются и крупные карстовые котловины длиной в несколько километров. Они окаймлены возвышенностями, состоящими из некарстующихся пород — опок мелового возраста или третичных и четвертичных отложений. Чаще это невысокие холмы-останцы с выпукло-вогнутыми склонами. Нижние участки этих склонов, сложенные мело-мергельными отложениями, усеяны карстовыми воронками. Центральные части днищ таких котловин покрыты плейстоценовыми, голоценовыми органогенными отложениями и пойменным аллювием.

Карстовые озера образуются в воронках и котловинах. В Ленчиньско-Влодавском поозерье анализ карт изобат позволил выделить две группы карстовых озер. Первая представлена неглубокими озерами с плоским дном. Вторая включает озера с глубиной более 10 м. Длина их доходит до 1,6 км (оз. Белое около Влодавы) и глубина до 38,8 м (оз. Пясечно около Ленчины). По мнению Г. Марущака котловины глубоких озер возникли в результате действия ненапорных и напорных карстовых (артезианских) вод. Подобные озера описаны восточнее рассматриваемого района (оз. Свитазь).

Под покровом третичных, плейстоценовых и голоценовых отложений известны также погребенные воронки, долины, котловины и озера.

Г. Марущак подробно описывает карстовые формы: карманы, ямы и щели. Их ширина до 2 м, глубина до 4 м. Следуя западной литературе, он называет их «геологическими органами». Это не ископаемые формы, а результат карстования под покровом.

Химическая денудация и вынос CaCO_3 составляют:

Бассейн реки	Площадь, км^2	Модуль стока, л/сек/км^2	CaCO_3 , мг/л	Вынос в год CaCO_3 ,		Химич. денуд. в μ
				т/км^2	$\text{м}^3/\text{км}^2$	
Свинна	226	2,7	260	22,14	8,86	8,9
Удал	321	3,0	290	27,44	10,97	10,9
Верхний Вепш	397	4,0	180	22,71	9,08	9,1
Волица	361	3,5	355	39,18	15,74	15,7

Карст имеет наибольшее развитие на тех участках, где мело-мергельные отложения обладают мощностью до нескольких сотен метров. Наиболее закарстованы понижения, окаймляющие возвышенности.

Здесь карстующиеся отложения трещиноваты, а трещинно-карстовые воды залегают неглубоко.

Карстующийся писчий мел и мергели содержат 80—99 % CaCO_3 , сопротивление сжатию составляет только 20—60 кг/см^2 . Образцы их после 6—11 циклов замораживания распадались. Пористость составляет 35 %, коэффициент фильтрации — 2,7 м/сутки.

Карстовые явления мело-мергельных отложений Люблинской впадины начали развиваться в палеогене, когда были заложены в рельефе большие котловины и, возможно, некоторые погребенные в настоящее время формы. Небольшие поверхностные формы развились, главным образом, в верхнем плейстоцене и голоцене. Большая часть погребенных форм возникла в плейстоцене. Это позволило Г. Марущаку считать, что карст Люблинской впадины развивался в условиях тропического, умеренного и субарктического (перигляциального) типов климата (H. Maruszczak, 1966).

Карстовая область Великобритании (рис. 95). В южной части острова мел образует толщи мощностью от 180 до 300 м и тянется, мало изменяясь, от Йоркшира до острова Уайт.

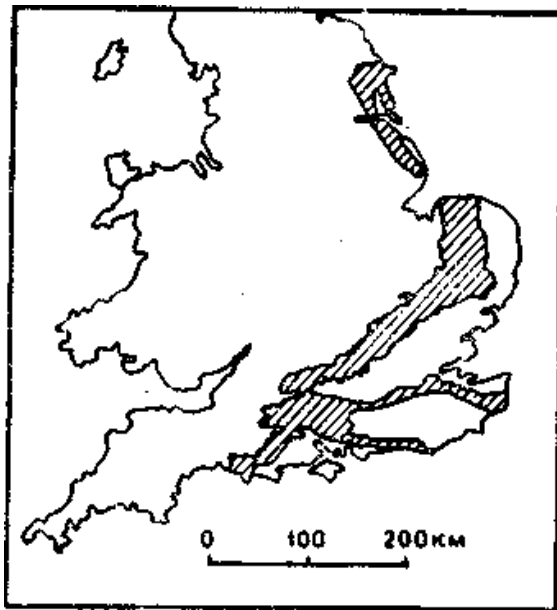


Рис. 95. Схема распространения мела в Великобритании (по Уорвику, 1953)

Благодаря высокой проницаемости и закарстованности, он сравнительно слабо эродирован и образует уступ, в общем обращенный на запад. На востоке в Йоркшире мел слагает возвышенности Йорк-Уолдс и Линкольн-Уолдс, которые разделены в районе города Халл (Гулль) эстуарием р. Хамбер. У залива Уош полоса мела прерывается. Это южная граница Йоркширского мелового карстового района с исчезающими реками и слабо выраженными карстовыми воронками выщелачивания. Из исчезающих рек, называемых гипсей, можно отметить Рейс (Rase), которая около 5 км течет подземно (F. J. North, 1930; Д. Стамп, С. Бивер, 1948).

На южном берегу залива Уош у меловых обрывов Ханстантона в Норфолке начинается полоса выходов мела, который образует

низкие холмы. В районе Нью-Маркета начинается Чилтернская возвышенность с ее ступенчатым уступом. В Беркшире и северном Уилтшире мел образует возвышенности Ламборн-Даунс и Марльборо-Даунс и далее равнину Солсбери. В области Уилда возвышенности С. и Ю. Даунс представляют крылья антеклизы, протягивающейся через Ла-Манш во Францию. В Гэмпширском бассейне меловые отложения на севере образуют Гэмпшир-даунс, а на юге гряду, проходящую через Пербек, о. Уайт и Портсдаунские холмы на север от Портсмута (Д. Стамп, С. Бивер, 1948).

Карст писчего мела описывал еще в прошлом столетии Ч. Лайель (С. Lyell, 1839). Местами мел перекрыт эоловым гравием или неогеновыми отложениями, подстилаемыми кремнистыми образованиями и другими элювиальными продуктами — нерастворимым остатком мела. Эти покровные отложения иногда выполняют овальные понижения выщелачивания в мелу. Лайель описал эти явления в мелу Нориджа и отметил их форму в виде перевернутого конуса, а также постоянство состава отложений, выполняющих эти впадины. Позднее Прествич (J. Prestwich, 1854) в окрестностях Лондона и Кентербери изучал выполненные песком и гравием впадины. Они имели форму воронок и глубину 6, 10 и 20 м, а диаметр не превышал $\frac{1}{3}$ и до $\frac{1}{10}$ глубины. Были также колодцеобразные формы. Между Февершам и Кентербери имеются поноры, воронки иногда с понорами на дне. Позднее были изучены карстовые воронки и слепые долины в лесах Мейдстона и Меллинга. Овальные воронки всегда показывали одинаковое направление длинных осей. Наибольшая воронка имела длину 274 м, ширину 64 м и глубину 15 м, а другая — длину 91,4 м, ширину 54,8 м и глубину 18,3 м и более. На специальной карте в районе Веллингтона указано 13 карстовых воронок (swallow holes), обозначенных как древние углубления в мелу (заброшенные карьеры), диаметром 90—180 м и глубиной 3—9 м. Многие другие не указаны даже на этой детальной карте. Большой интерес представляют карстовые долины в районе Чилтерна, которые в верхней части сухие, а в нижней имеют водный поток. На дне некоторых долин имеются поглощающие карстовые воронки диаметром 90 м и глубиной 25 м. Чтобы подчеркнуть карстовое происхождение, такие сухие долины называют долинами выщелачивания (J. Cvijić, 1960).

Пещеры и подземные реки в районах карста в мелу не редки (J. Cvijić, 1960). Исчезающие реки известны в Коние, Дорсетшире и Уилтшире (F. J. North, 1930).

В писчем мелу обычны небольшие пещеры с озерами. Настоящие значительные пещеры не характерны, а провальные воронки, исчезающие и появляющиеся вновь на поверхность потоки довольно обычны. Река Моул (Mole) в сухое время года полностью исчезает и, пройдя Северный Даунс севернее Доркинга, дает обильные карстовые источники западнее Ледзерхеда, Миммшел (Mimmshall)

Брук течет подземно около Северного Миммс. На поверхности долина прослеживается до Колн, но подземное течение имеется до долины Ли (Lea). Внезапные провалы указывают на наличие подземных полостей. Однако мел редко обладает такой прочностью, чтобы образовать свод пещеры, который длительное время стоял бы без обвалов (G. T. Warwick, 1953).

В Норфолке около Фоушам установлены воронки выщелачивания в мелу глубиной от 1,5 до 4 м, заполненные плиоценовыми и гляциальными отложениями (F. J. North, 1930). По-видимому, также как и в СССР, в Великобритании имеется древний карст мела — третичный и возможно доледниковый.

Трещинно-карстовые воды широко используются для водоснабжения (H. B. Woodward, 1910).

Карстовая область Северо-Восточной Франции состоит из ряда районов. Области меловых отложений в Парижском бассейне занимают более четверти всей поверхности. Здесь верхнемеловые отложения представлены белым мелом, моноклинальные выходы которого находятся по окраинам Парижской синеклизы. Это волнистые меловые плато Пикардии и Нормандии. Холмистая равнина Бри в южной Пикардии характеризуется своим безводием. Мел здесь перекрыт лёссовидными суглинками. На востоке Парижской синеклизы в районе куэстового ландшафта провинции Шампань невысокие плато, сложенные белым мелом, лишенным лёссового покрова, образуют равнину Сухой Шампани. Она имеет ширину около 60 км. Это малопродуктивное безводное слабо заселенное плато образует район карста мела. Сеть сухих ложбин придает рельефу возвышенностей волнистый характер. В местах контакта с глинистыми песками встречаются куэстовые гряды, а главные речные долины местами врезаются более чем на 100 м. Склоны долин и куэстовых гряд отличаются округлыми формами. Аллювиальные поймы крупных рек — Марны и Соммы и небольших рек вроде Пеи-де-Ко обладают большой шириной. Фестончатая извилистость куэстовых гряд так сильно выражена, что теряется представление об их непрерывности. В результате в Сухой Шампани куэстовая гряда превратилась в ряд выступов, возвышающихся над мягкой волнистостью Влажной Шампани.

В Пикардии и Нормандии развит покров кремнистой глины — продукта химического выветривания в условиях влажного тропического климата. Толщи мела приобретают значительные уклоны только в условиях энергичного подмыва склона. Такое явление наблюдается в районе глубоких меандров Нижней Сены. В современных климатических условиях Северной Франции мел почти не покрывается почвой. В Сухой Шампани его обнаженная поверхность бесплодна, а осколки растрескавшейся породы устилают ложбины. Еще до врезания современных долин в условиях климатов, отличных от современного, вплоть до плиоцена, здесь наблюдалось достаточно активное химическое выветривание.

Малая густота речной сети отличает области с развитием толщ белого мела Шампани, Пикардии, Верхней Нормандии. Сказывается различие структур. В Шампани наблюдаются консеквентные главные долины с уклоном к центру бассейна. В Пикардии — ряд параллельных долин, обусловленных сводообразной волнистостью пластов, наблюдаемой от Нормандского бокажа до возвышенности Артуа.

Наименьшая густота речной сети наблюдается в Шампани. Почвы здесь исключительно бедны и нет ни кремнистой глины, ни лёссовидных суглинков. Глина, вероятно, была, но снесена во время эоцена, когда размыв достиг белого мела. В Пикардии же наступившая с севера морская трансгрессия отложила пески и глины, предоохранила мел от абразии. Лёссовидные суглинки возникли из этих отложений.

Главное своеобразие Пикардии обусловлено сильным влиянием структуры. Имеющиеся три неровности рельефа отражают тектонические оси. Это долина нижней Сены, основное направление которой следует простиранию сброса, снивелированного эрозионной поверхностью плато; котловина Булоннэ, размытая в сводовой части антеклизы Артуа. Третьим элементом является Пеи-де-Брэ, удлиненная впадина которой образована эрозией на вытянутой возвышенности.

В Нормандии к югу от Сены в Кампань-де-Нёбур области белого мела вновь приобретают облик аридного плато. Однако по мере продвижения вверх по течению Рия и Итона можно наблюдать сложенные белым мелом с достаточно мощным слоем кремнистой глины, сильно изрезанные, покрытые лесом куэсты, мозаично вкрапленные среди немеловых отложений. Таким образом, в карстовой области Северо-Восточной Франции намечается несколько карстовых районов: Сухой Шампани, Пикардии, Верхней Нормандии (Пеи-де-Брэ), Кампань-де-Нёбур к югу от Сены и мозаичное проявление мела Перша (Э. Мартонн, 1950).

В Пикардии и на запад до Дьеппа выходы мела можно видеть в выемках железных дорог. Мел часто перекрыт продуктами выветривания в виде желтых суглинков и кремнистыми глинами, которые отсутствуют в Сухой Шампани. В туронском мелу повсеместно развиты грунтовые воды. Сухие долины, пещеры, подземные реки, карстовые колодцы и шахты здесь редки. В Нормандии в районе г. Кан поверхность изборождена сухими долинами. В меловом карьере Комон были вскрыты пещеры с подземными потоками. Одна из пещер имела длину 220 м. В склонах холмов и долины Сены на различных высотах видны отверстия расселин и коридоров, некогда бывших путями карстовых вод. Наиболее интересная полость находится у Мулино в 16 км от Руана.

Интересные данные о гидрогеологии карста были получены при исследованиях для водоснабжения Парижа. В долинах Луань и Лунэнь был применен флюоресцеин. Было установлено, что каптированные в окрестностях Немура и Море карстовые воды белого

мела приурочены к трещинам. Колебания уровня подземных вод составляют от 8,7 до 25,6 м. Поглощаемые карстовыми воронками воды достигают водоносных трещин в писчем мелу больше, чем через месяц. Это проявляется в подъеме уровня карстовых вод. Был опубликован отчет комиссии по водоснабжению Парижа, где приведены результаты изучения гидрогеологии мела с применением флюоресцеина в карстовых воронках бассейнов Йонны и Кур, а также районов Арв и Ванн.

В этих районах многие карстовые воронки в глинистых отложениях зоны выветривания через вертикальные трещины или каналы продолжают в писчем мелу до водоносной зоны. Некоторые воронки провальные. Одна из них около Люнэнь возникла в августе 1895 г. под колесами телеги с зерном. В сентябре вода в провале была на глубине 8,6 м и столб ее был 4,5 м. В 1897 г. вода достигла поверхности и образовала временный источник.

В Парижском бассейне в писчем мелу Э. А. Мартелем и другими исследовано несколько пещер. Это пещера Гэрэ длиной 162 м, колодец Савиньен Морисса, где на глубине 21,7 м тек подземный поток в пещере, изученной на протяжении 206,5 м. Э. А. Мартель (E. A. Martel, 1901—1902) изучил пещеру Трепай с подземной рекой длиной немного более 1 км. В бассейне Итон (Эр) имеется пещера длиной 250 м (J. Cvijič, 1960; L. Mazoit, P. Parruzot, 1954; M. C. Queffelec, 1958).

Меловые плато Франции, по Э. Мартонну (1945), характеризуются широким развитием карстовых явлений. Здесь имеются слабо выраженные карстовые воронки, естественные шахты, пещеры. Поверхность плато безводна, имеются исчезающие реки и мощные карстовые источники. На склонах долин, сложенных мелом, были обнаружены уступы или ридо, перпендикулярные к линии наибольшего уклона. L. Aufrere (1929) показал их искусственное происхождение. Новая точка зрения принадлежит P. Fenelon (1963).

В нижней Сене на морском берегу была сложенная белым мелом арка выщелачивания и наблюдались воронки (E. A. Martel, 1908).

Белый писчий мел кампанского яруса Парижской синеклизы в департаментах Па-де-Кале, Нор, Сомма (Камбре, Орвиль), Уаза (Клермон), Сарта (Шато Луар) содержал линзы фосфатизированного мела размером 1000х300 м, мощностью до 20 м. Фосфатизированный мел обладает коричневым цветом от переполняющих его включений мелких бурых фосфоритовых зерен диаметром 0,2—0,3 мм. Фосфоритовые линзы обычно подстилаются конгломератовидным прослоем из твердых фосфоритовых и известняковых конкреций. В верхних частях линз содержание фосфора постепенно снижается.

Мел сложен скелетами фораминифер и содержит большое количество обломков зубов и костей, а также сферолитов. В незначительном количестве встречаются зерна кварца и полевого шпата.

Фосфоритовые зерна состоят из радиальнолучистого или скрытокристаллического фосфата. Фосфат и глауконит часто заполняют полости раковин фораминифер. Зерна фосфорита имеют следующий состав (в %): P_2O_5 — 33—38; CaO — 42—47; MgO — 0,2—0,5; Al_2O_3 — 0,1—0,21; Fe_2O_3 — 1—2; CaF_2 — 6,4—6,8; CO_2 — 2,4—2,7; SO_3 — 0,2—0,8; нерастворимый остаток — 1,6—1,8; вода и органическое вещество — 1,6—7,0. Разрабатываемый фосфатизированный мел с запасами 6—7 млн. т в целом дает 9—18 % P_2O_5 .

Промышленные месторождения фосфоритов карстового типа. Фосфатизированный мел приурочен к антиклинальным складкам Оти и Брель северо-западного простираия. В результате закарстовывания в трещинах, карманах, карстовых воронках на поверхности мела скопились зерна фосфорита в виде фосфоритового песка. Интенсивность карста была различной. На одних участках растворение почти достигло подошвы мела, а в других затрагивало только верхнюю часть. Фосфоритовые пески выполняют различного размера карстовые впадины в мелу, стенки которых иногда также фосфатизированы. Фосфоритовые залежи перекрыты выполняющими впадины послемелового карста эоценовыми глинами и песками с нуммулитами мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Средний состав мелких черных и бурых зерен фосфорита (в %): P_2O_5 — 35,63; CaO — 49,67; CO_2 — 3,95; Fe_2O_3 — 1,16, Al_2O_3 — 0,38; MgO — 0,48; SO_3 — 0,98; органическое вещество — 2,20; щелочи, CaF_2 и др. — 6,15.

В департаментах Па-де-Кале и Сомма основная добыча была сосредоточена на месторождениях Орвиль и Боваль. Кроме того, разрабатывалось еще много мелких месторождений, большая часть которых в настоящее время выработана. Одно из месторождений этой группы в районе Камбре (Сомма) представляло линзу фосфатизированного мела длиной 3 км, шириной 150 м и мощностью до 9 м. Содержание зерен фосфорита в нижней части линзы достигало 35—45 %. Разрабатывались преимущественно месторождения, где мощность фосфоритовых песков в карстовых карманах достигала 20 м (Е. В. Орлова, 1951; Г. А. Максимович, 1960).

В Бельгии карст мела известен в районах Льежа и Антверпена. Пещеры и вертикальные полости слабо изучены. Река Геер на протяжении 52 км до впадения в Маас не имеет притоков. Под сухими долинами наблюдаются подземные потоки. В провинции Лимбург в писчем мелу открыты пещеры, сходные с французскими в сенонских отложениях Марны.

Во Фландрской низменности в провинции Антверпен мел уплотнен, гомогенен, слабо трещиноват и отличается малой водообильностью. В Брабанте под долиной Сенны мел сильно трещиноват. В районе Льежа компактный гомогенный мел сильно трещиноват и водоносен. Карстовые воды писчего мела используются для водоснабжения Льежа. В бассейне Монса (Эно) в сильно трещиноватом мелу при проходке шахт были встречены полости с водой (J. Cvijič, 1960).

Мел Бельгии местами фосфатизирован. Известны также промышленные залежи, которые возникли в результате вторичного обогащения мела. Промышленные месторождения сосредоточены около Льежа и в провинции Эно около Монса (Бергена).

В районе Монса верхнемеловые отложения образуют мульду, осевая часть которой находится около города. Белый писчий мел сеномана, турона и нижнего сенона перекрывается фосфоритоносным верхнесенонским мелом. Верхнесенонский мел делится на три горизонта. В основании лежит кремнистый мел с небольшим количеством фосфоритовых зерен. В среднем горизонте кремни отсутствуют, а количество фосфорита больше. Верхний горизонт наиболее богат желваками фосфорита, содержание которых достигает местами 40 %. Имеются и кремни. В результате среднее содержание P_2O_5 составляет 12 %.

Фосфатизированный мел трансгрессивно перекрыт третичными глинистыми сланцами и туфами. На контакте с третичными отложениями поверхность мела закарстована, а впадины заполнены глинистым песком, в значительной степени состоящим из зерен фосфорита, оставшихся на месте после растворения мела. Мощность залежей фосфорита сильно изменчива и на разрабатываемых участках обычно составляет 2—8 м.

Фосфориты карстовых залежей и фосфатизированный мел в коренном залегании представлены фосфатизированными остатками фораминифер, конгломератами и округлыми зернами. Их химический состав приведен в табл. 49.

Таблица 49

Химический состав фосфоритов Монса (в %)

(по Е. В. Орловой, 1951)

Компоненты	1 обр.	2 обр.	3 обр.	4 обр.
P_2O_5	18,68	22,14	24,69	26,29
SO_3	0,01			1,61
CaO	49,90	50,72	50,31	51,98
CO_2	18,40	15,70	15,06	12,80
MgO	0,59			0,67
$Fe_2O_3+Al_2O_3$	2,28	1,72	1,31	0,86
H_2O	0,65	0,30		1,40
Органич.вещество	3,00	2,50	2,12	1,90
Нераствор. остаток	5,20	3,30	1,23	0,74

Состав фосфатизированного песка (в %): P_2O_5 — 11,66; CaO — 53,21; MgO — 0,12; $F_2O_3+Al_2O_3$ — 0,98; K_2O+Na_2O — 0,19; CO_2 — 28,10; SO_3 — 0,98; SiO_2 и песок — 1,98; органическое вещество — 2,83.

В районе Льежа выходы фосфатизированного мела и обогащенные фосфоритовые залежи расположены в районе Эсбе, Сипли-Спиенн-Буа-де-Гавр и других. Эти месторождения разрабатывались. Залежи фосфорита приурочены к закарстованному нижнесенонскому мелу, перекрытому тонкослоистой глиной с редко рассеянными фосфоритами. Слоистость этой глины параллельна неровной поверхности мела. Фосфоритовый пласт вместе с подстилающей глиной заполняет неровности поверхности сенонского мела и обладает мощностью от нескольких см до 0,5 м.

Фосфоритовый пласт представлен желваками со сглаженной поверхностью, залегающими в серовато-желтой глине. Содержание желваков в породе составляет около 30 %. Химический состав желваков (в %): P_2O_5 — 25—27; CaO — 38—40; MgO — 0,8; SiO_2 — 0,8; CaO — 3; $Fe_2O_3 + Al_2O_3$ — 2,3—3,3; $CaF_2 + CaSO_4$ — 4,4—5,9; нерастворимый остаток — 15—21.

Фосфоритовый пласт перекрыт маастрихтскими отложениями мощностью 2—7 м, представленными скоплением угловатых обломков кремня, залегающих в песчано-глинистой массе.

Залежи фосфорита возникли путем выщелачивания кремнистого фосфатизированного мела. В результате выноса извести в карстовых углублениях сохранились только наиболее устойчивые части — кремни, глинистое вещество и фосфориты. Концентрирование желваков фосфорита образовало промышленные залежи.

В районе Монса вторично обогащенные залежи истощились. Поэтому стали добывать и фосфатизированный мел. Уже в 1937 г. из 68,3 тыс. т добытого фосфорита 52,2 т приходилось на фосфатизированный мел (Е. В. Орлова, 1951; Г. А. Максимович, 1960).

В Азии в районе г. Аммана толща мягкого мела и мелоподобных известняков различной мощности перекрывает фосфоритовую толщу мощностью до 10 м. Фосфоритовая серия залегает на известняках кремнистой толщи кампана. Фосфориты состоят из копролитов и фосфоритовых оолитовых зерен серовато-белого, черного и зеленоватого цвета (Е. В. Орлова, 1951).

В Западной Австралии в окрестностях г. Перта, в горизонтально залегающем писчем мелу и глауконитовых песках береговой равнины известны фосфориты (Е. В. Орлова, 1951).

Весьма мало данных о карсте мела в США. О. Э. Мейнцер (1935) для Великой равнины в Дакоте, Уайоминге и Небраске указывает на наличие умеренного количества трещинно-карстовых вод в колодцах.

На о. Куба среднеэоценовый писчий мел распространен повсеместно. Формация Принсипе в провинции Гавана, имеющая верхнеэоценовый возраст, представлена писчим мелом довольно глубоководного происхождения (А. Ирдли, 1954). Сведениями о карсте, который возможен, мы не располагаем. В гидрогеологии Кубы для мела указаны трещинные воды (S. V. Egorov, J. R. Luege, 1967).

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ КАРСТА МЕЛА

Карст мела отличается некоторым своеобразием. Необходимо различать современный карст и карст древний погребенный, изученный А. А. Дубянским (1937) и другими. Для современного активного карста неизвестны поля. Однако здесь имеются коррозионные и провальные карстовые воронки, естественные шахты, пещеры, карстовые провалы, озера, значительные карстовые источники, исчезающие реки. Меловые плато часто маловодны. Все это указывает, что с мелом связаны типичные карстовые явления, правда, часто не столь интенсивно развитые, как, например, в известняках, гипсе и соли.

Провальные карстовые воронки были одной из причин признания наличия карста мела в европейской части СССР. П. А. Тутковский приводит много данных о провальных явлениях, которые сохранились в преданиях у местных жителей и отражены в географических названиях. Это урочище «Провалье» по р. Локнице, фольварк «Пропастище» по р. Горыни в Ровенском районе, урочище «Провалище» в Луцком районе и другие. В окрестностях с. Оконск в урочище «Провалище» имеется три озерка, представляющие обильные водою ключи, из которых вытекают ручьи. Источники эти образовались, по данным старожилов, путем внезапного провала, причем на дне их был виден белый мел. Ранее они были обильнее. Водой этих источников снабжается станция Рафаловка, в окрестностях которой наблюдаются многочисленные круглые карстовые воронки.

На 452—454 верстах Полесской железной дороги в течение 1893—1903 гг. зарегистрировано 24 новых провала глубиной 0,5—3 м. На ст. Любомирская на памяти жителей образовалась круглая воронка диаметром до 60 м, представляющая в настоящее время мочажину. У д. Зульня имеется небольшое озеро Стубло, которое образовалось в результате карстового провала. Вода в озере питается карстовыми водами и обладает постоянной низкой температурой.

В долине р. Горыни у с. Коптовичи имеется провальная карстовая воронка, образующая амфитеатр с диаметром до 80 м. Рядом с воронкой на берегу находится обнажение трещиноватого мела, но здесь нет нисходящих источников. В воронке же на дне наблюдаются небольшие воронки второго порядка и бьют мощные восходящие ключи, вода которых несколькими ручьями стекает в р. Горынь. Наибольший ручей с быстрым течением имеет ширину почти метр и глубину до 0,5 м.

Не всегда провальные явления сопровождаются образованием озер или восходящих карстовых источников. Если карстовые воды находятся глубоко, то провал может быть и безводным. Подобное явление имело место в урочище Липник.

В бассейне р. Стоход, у хутора Майдан, в начале текущего столетия образовался провал площадью в несколько десятков квадратных

метров. Это глубокая воронкообразная впадина с очень крутыми стенками. Она довольно быстро была затянута песком и превратилась в болотце. В урочищах Брешина и Маковщина, а также у села Боровно, Рудка-Червище, хутора Засовье неоднократно происходили карстовые провалы, на стенках которых был виден мел. В дальнейшем провальные карстовые воронки либо превратились в болота, либо были занесены песком.

П. А. Тутковский (1911) предполагал, что озеро у с. Озеры в бассейне р. Веселухи также провального происхождения. Озеро имеет почти квадратную форму, причем сторона квадрата составляет почти 0,25 км, а глубина — 32 м. Прозрачная вода озера с постоянным уровнем имеет подземное питание за счет карстовых вод из мела. При образовании провальных воронок, имеющих в плане округлое, эллиптическое, реже угловатое очертание, иногда исчезали участки с группами деревьев.

В Брянской области, по данным Н. С. Миллера и Н. С. Пядин (1952) также произошел ряд провалов. В Злынковском районе на правом берегу р. Ипуть в 1950—51 гг. произошло несколько провалов, имевших глубину до 12 м. На левом берегу р. Снов у дер. Елешня Черниговской области на границе с Брянской областью в 1950 г. образовалась карстовая воронка диаметром 80—90 м и глубиной 40—45 м. В провал обрушился четвертичный покров и третичные, меловые отложения, бывшие в кровле подземной пустоты. У дер. Понуровка, южнее Стародуба, в 1951 г. образовался карстовый колодец глубиной 11 м, который заполнился водой. Значительные провалы были в 1949—50 гг. на севере Брянской области в Дубовском районе и на северо-востоке в Карачевском районе и других местах. Провалам обычно предшествуют гул и шум под землей, которые чаще всего были весной, иногда задолго до провала. В Дубовском районе во время провалов отмечалось даже слабое колебание земной поверхности.

Провальные воронки образуются и еще дальше на юго-восток. Здесь они, по-видимому, происходят реже. В литературе обычно приводится провал, происшедший 8 августа 1913 г. в районе г. Купянска (А. К. Федоровский, 1913, 1915), который сопровождался местным землетрясением.

Карстовые провалы были описаны выше при характеристике карста Центрального района Воронежской антеклизы, а также отмечены в Доно-Хоперском и Сызранско-Терешкинском районах, в Великобритании и Франции.

Кроме провальных воронок в карсте мела имеют место и *воронки выщелачивания* или *коррозионные*. Они возникают в результате выщелачивания верхней части мела и постепенного проседания покровных отложений в образующуюся карстовую полость. Это будут коррозионно-просадочные воронки. Наличие их отмечает П. А. Тутковский (1912). Карстовые воронки Волыно-Подольской карстовой области обладают поперечником 15—300 м и глубиной 1—20 м. Коррозионно-просадочной, по-видимому, является воронка

на р. Десне близ Новгород-Северска, приводимая В. И. Грозовым (1948, 1950).

Воронки выщелачивания развиты и в Брянской области. Здесь Н. С. Миллер и Н. С. Пядина (1952) различают следующие типы карстовых воронок. В юго-западной части Клинецовского района встречаются карстовые воронки правильной воронкообразной формы, имеющие вверху до 15—20 м в поперечнике и 1,5—2 м на дне при глубине до 8—12 м. Стенки их наклонены под углом 40—50°. Дно этих воронок сухое, не затянутае илом и сложено обломками мергеля, а иногда тонкими плитками глауконитового песчаника, галькой и валунами. Воронки обычно прорезают флювиогляциальные пески (0,5—1 м), подстилаемые плотной красной глиной донной морены (6—8 м), и мергели сеномана с тонкими прослойками глауконитового песчаника. Вследствие фильтрации вод в погребенный под обломки понор, воронки обычно имеют сухое дно и встречаются как одиночные, так и группами по 2—3 воронки. В расположении их нельзя заметить какой-либо закономерности. Местами встречаются одиночные воронки, иногда на сравнительно небольшом участке можно наблюдать группы неправильной формы, где воронки отстоят одна от другой на 5—15 м. Стенки воронок задернованы, часто поросли кустарником и небольшими деревьями ольхи, березы, дуба.

Блюдцеобразные плоские воронки в Брянской области встречаются повсеместно. Часто они образуют группы, которые тянутся на большое расстояние цепочкой, а иногда развиты на значительной площади. Блюдцеобразные воронки распространены наиболее густо там, где четвертичный чехол маломощен. В Гордеевском, западной части Суражского и северной части Злынковского районов густота их до 50—80 на 1 км². В Красногорском, Новозыбковском, Климовском и Чуровичском районах они также широко развиты, а в других встречаются в значительно меньшем количестве, чаще одиночно, не образуя сплошных полей. Диаметр блюдцеобразных воронок редко превышает 12—15 м, глубина 2—2,5 м, причем центр понижения заполнен осоковым торфом до 1—1,5 м мощностью. Часто в них имеется вода, из которой поднимаются грубые осоки, камыши, кусты ивы. Реже они представляют небольшие овальные озера глубиной до 1—1,5 м.

В Злынковском районе, особенно в северной его части, карстовые блюдца образуют довольно длинные цепочки, вытянутые чаще всего с востока на запад. Н. С. Миллер и Н. С. Пядина связывают это с направлением потоков карстовых вод. В юго-восточных районах области, на левобережье р. Десны, где мощный чехол лёссовидных отложений и лёсса лежит непосредственно на коренных породах, имеются карстовые блюдца, заполненные смытым в них лёссовидным материалом. При густом расположении они образуют мелковолнистый рельеф с непрерывным чередованием мелких депрессий и разделяющих их гребней. При этом в депрессиях мощность гумусового горизонта достигает 0,8 м, а на гребнях он почти

смыт и имеет мощность всего 15—20 см. В Чуровичском и Климовском районах густота карстовых воронок меньше, но они имеют больший диаметр и глубину.

Не западе Брянской области и особенно в Злынковском районе, где, как уже указывалось, часты провальные явления, можно наблюдать следующую эволюцию формы карстовых воронок: цилиндрическая с отвесными стенками → воронкообразная → блюдцеобразная. Например, в песках на второй террасе у ст. Перевоз цилиндрический провал до 6—8 м глубиной через 2—3 года стал блюдцеобразным и имел 10—12 м в поперечнике и глубину 2—2,5 м.

Выше мы довольно подробно охарактеризовали карстовые воронки Брянского района карстовой области Воронежской антеклизы. Они были описаны в Центральном и Доно-Хоперском районах этой области, а также в Великобритании и Франции.

Карстовые котловины слабо развиты и имеются в Брянской области в восточной части Красногорского района на границе с Гордеевским и в юго-восточной части Гордеевского района, где встречаются на небольшой площади (Н. С. Миллер, Н. С. Пядина, 1952). Они имеют до 300—400 м в диаметре со склонами в 8—12° и осложнены вторичными воронками. Чаше наблюдаются более крутые склоны. В районе деревень Сельцо — В. Удобное Красногорского района и деревень Творищино, Данилевичи, Казаричи Гордеевского района сеть карстовых котловин весьма густа. Здесь наблюдается чередование плоских депрессий и холмисто-грядовых возвышений, разделяющих котловины. На основании сильной выположенности склонов, наличия довольно мощного чехла рыхлых отложений на них Н. С. Миллер и Н. С. Пядина считают возраст этих котловин значительным. Вторичные небольшие карстовые блюдца на плоском дне котловин представляют молодые и действующие карстовые формы (рис. 96). Мелких глинистых наносов на них почти нет и они заполнены грубообломочным материалом, валунами, галькой (из перемытой морены) и щебнем мергелей и песчаника. Дно котловин сухое и весной вся масса воды быстро уходит во вторичные карстовые воронки на дне и через щебень уносит весь мелкозернистый материал, поступающий со склонов. Небольшие котловины есть в Великобритании и Франции.

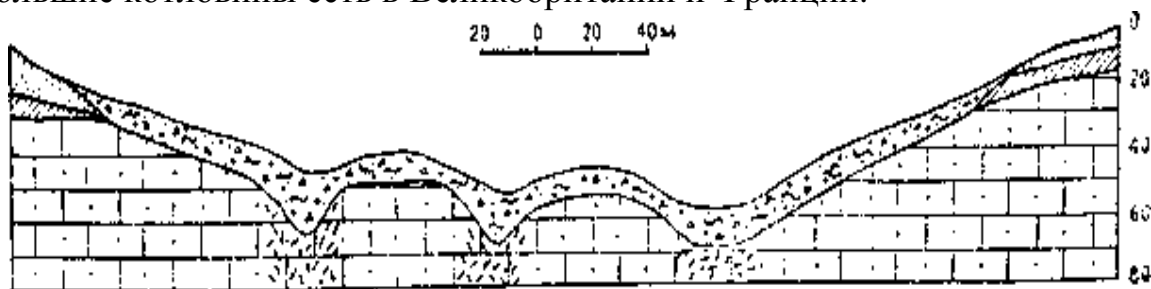


Рис. 96. Профиль карстовой котловины (по Н. С. Миллеру и Н. С. Пядиной): 1 — флювиогляциальные пески; 2 — морена; 3 — перемешанные глина, песок, гравий, валуны; 4 — мел и мергель

Карстовые колодцы в карсте мела обычно имеют глубину 8—10, редко более, метров и представляют начальную стадию провальной воронки. Поэтому они обычно недолговечны. Неглубокие колодцы описаны в Центральном районе карстовой области Воронежской антеклизы.

Естественные шахты. Во многих местах на меловых плато Франции были отмечены естественные шахты. В Отском лесу их называют бетуарами и марделлями (Э. Мартонн, 1945). Н. С. Миллер и Н. С. Пядина (1952) для Брянской области указывают на наличие шахт, заполненных водой. Однако они имеют в виду провальные озера.

Из *подземных форм* карста можно указать пещеры, слепые каналы и другие пустоты разнообразной формы.

Пещеры в мелу не характерны и редко достигают больших размеров. В СССР это небольшие пещеры высотой до 2 м, вскрытые в меловых карьерах у г. Старый Оскол и Лебединском карьере Курской магнитной аномалии (Н. В. Родионов, 1963). В Брянской области Н. С. Миллер и Н. С. Пядина (1952) указывают две пещеры. По опросным данным они были доступны лет 30—40 назад и представляли довольно крупные пустоты с широким и высоким входом и простирались далеко вглубь. Прорезали они толщу мела и мергелей и были сухими. Кудеярова пещера в Дубровском районе была довольно высоко расположена над р. Салынь. Устье пещеры в Севском было примерно на высоте 2 м выше меженного уровня р. Сев. Входы в обе пещеры закрыты обрушением свода.

Пещеры также известны в Курской и Харьковской областях (в бассейне р. Дона, Тихой Сосны), в южном Полесье (бассейн р. Смотрич) и других районах. Пещеры со сталактитами, сталагмитами и кальцитовыми натеками на стенках упоминаются в Доно-Хоперском карстовом районе.

Э. Мартонн (1945) для Западной Европы отмечает пещеры в мелу, хотя они встречаются не так часто и число пещер, которые могли быть обследованы, ограничено. Он это связывает с легким обрушением кровли подземных пустот, которое делает изучение многих пещер рискованным. Крупнейшими пещерами Франции являются:

Трепай с подземной рекой длиной немного более 1 км.

В бассейне Итон (Эр) длиной 250 м.

Комон в Нормандии длиной 220 м.

Колодец Савиньен Морриса, где на глубине 21,7 м в пещере течет подземная река длиной 206,5 м.

Гэрэ длиной 162 м.

Пещеры имеются и в Великобритании.

Слепые подземные сухие и водоносные полости различных размеров и форм довольно развиты в толще мела. Часть из них, обычно более значительные, после провалов вскрывается и превращается в карстовые озера. Если объем пород в кровле пустоты велик, образуются провальные воронки. В подземные пустоты интенсивно

стекают воды конусообразных карстовых воронок юго-западной части Клинцовского района и вторичных карстовых воронков на дне котловин Красногорского и Гордеевского районов Брянской области. Сухими были уже упоминавшиеся полости в карьерах у г. Старый Оскол и Лебединском карьере КМА. В Бельгии в бассейне Монса (Эно) при проходке шахт в сильно трещиноватом мелу были встречены полости с водой.

Карстовые воды. В писчем мелу развиты ненапорные и напорные воды. Напор даже неглубоких карстовых вод иногда возникает следующим образом. Через карстовые воронки в верхнюю часть трещинной зоны выносятся весь наиболее тонкий материал. Это обуславливает, по К. И. Макову (1940), развитие в толще мела по вертикали сверху вниз трех зон: зоны заиления, зоны трещиноватости и локальной закарстованности и зоны угасания трещиноватости. В верхней зоне трещины заилены материалом, принесенным сверху через трещины и поноры. Движение трещинно-карстовых вод происходит в средней зоне. Здесь образуются карстовые полости, которые, по большей части, являются слепыми, т. е. не имеют выхода на дневную поверхность.

Трещинная зона имеет различную глубину и мощность. На Волыни в мергельно-меловой толще зона заиления достигает 10—15 м. Практически она является водупором для нижележащих вод. Зона трещиноватости и локальной закарстованности отмечается до глубины 60—80 м ниже кровли, следовательно мощность ее составляет 60—65 м. Ниже 60—80 м мел и мергели слабо трещиноваты и практически водупорны.

В Брянской области в центральной и западной частях водоносная трещинно-карстовая зона находится на 15—20 м ниже дна западных рек — Ипуть, Снов, Беседь и на 20—25 м ниже Десны и Судости. Зона заиления имеет мощность 5—20 м, а трещинно-карстовая — около 40 м. Ниже находится зона угасания трещиноватости. Местами, где развиты плотные мергели, водоносная зона имеет меньшую мощность, а закарстованная ее часть около 10—15 м. На берегу р. Ипуть, по данным Н. С. Миллера и Н. С. Пядиной, у ст. Перевоз обнаружены в меловой толще на глубине 30—50 м карстовые полости. А. Н. Семихатов (1925) для Курской области указывает на подземные пустоты, устанавливаемые по провалу инструмента в буровых скважинах.

Южнее Брянской области, в Днепровоко-Донецкой впадине, по К. И. Макову (1940), зона трещиноватости и локальной закарстованности имеет довольно постоянную величину и находится на глубине 60—120 м ниже дневной поверхности. Мощность ее уменьшается с увеличением мощности вышележащей надмеловой толщи. Поэтому в районе г. Белгорода, где мел сильно обнажен, трещинная зона прослеживается до глубины 80—100 м, а в районе г. Харькова, где мощность послемеловых отложений 70—80 м, водоносная зона трещиноватости имеет мощность всего 20—30 м.

Широкое развитие трещин и подземных пустот в мелу Франции,

Бельгии и Великобритании отмечает Э. Мартонн (1945). В США О. Э. Мейнцер (1935) указывает на наличие трещин и карстовых каналов в мелу Великой равнины. Они открыты вблизи поверхности и уменьшаются с глубиной. По О. Э. Мейнцеру на значительной глубине под влиянием давления они закрыты.

На Волыни и в Днепровско-Донецкой впадине местами меловой водоносный горизонт разделен речными системами на ряд обособленных участков с самостоятельными областями питания, зонами напорных вод и общими областями дренирования. Водораздельные участки являются областями питания, а долины рек — зонами дренирования. Соседние водоносные участки сообщаются между собой в долинах рек и образуется гидравлически связанный горизонт с рядом подземных водоразделов. В некоторых случаях водоразделы являются безводными. Мел оказался безводным в Миргороде, Бахмаче и Кириковке, а в Полтаве в нем отсутствовала трещиноватость. Масса трещинно-карстовых вод увеличивается от водоразделов к долинам рек. Это сопровождается нарастанием в том же направлении закарстованности, которая достигает максимума в области долины. В районе пойм рек создается наиболее развитая система трещин и карстовых полостей. Поэтому в придолинных участках обычно чаще развиты провальные явления. Здесь же наблюдаются и наиболее многодебитные скважины.

В районах карста мела наблюдается ряд особенностей гидрологии, свойственных обычным карстовым районам. Здесь имеются поноры в долинах рек и оврагов, реже исчезающие реки, а также мощные карстовые источники типа воклюз.

Н. С. Миллер и Н. С. Пядина (1952) для Брянской области указывают на широкое распространение на всех реках большого числа водоворотов, которые они объясняют наличием на дне рек открытых поноров. Наиболее значительные имеются на р. Десне у Трубчевска, р. Ипуть у д. Ущерпье, р. Сож у г. Гомеля. Малые водовороты, которые население называет «вирами», повсеместно распространены на рр. Беседь, Ипуть, Снов, Судость и Десне ниже г. Брянска. Известны открытые поноры и на поймах рек, которые интенсивно поглощают воду в половодье. Примером служит пойма р. Ипуть.

После половодья колодцеобразные поноры глубиною 2—3 м имеют сухое дно. Наличие поглощающих водоворотов в руслах рек и поноров на поймах указывает на подрусловые пустоты, через которые трещинно-карстовые воды мела пополняются речными и паводковыми. С наличием поноров и трещин в оврагах связан «уход прудов», имеющий место в Воронежской области (М. А. Зубашенко, 1953). О возможности его предупреждал еще В. В. Докучаев (1951).

Исчезающие реки отмечаются в ряде районов. С. Н. Никитин (1895, 1905) описал в истоке р. Оки мощный карстовый источник, вытекающий из меловой толщи и вновь потом исчезающий в ней. Э. Мартонн (1945) для мела Западной Европы отмечает, что некоторые реки исчезают и появляются затем в виде мощных источников.

Это он считает свидетельством интенсивной подземной циркуляции. Ф. Д. Норс (F. J. North, 1930) указывает для Йоркшира в Великобритании речку, которая в области меловых отложений течет около 5 км под землей. Они имеются также в Кенте, Дорсетшире и Уилтшире.

Карстовые источники частично были уже указаны в истории изучения и при характеристике провалов. Отметим по литературным данным наиболее значительные карстовые источники. На Волыни и Полесье П. А. Тутковский (1899, 1911, 1912) называет их «самобытными артезианскими ключами». Он отмечает многочисленные ключи в местечке Чарторийск, вода которых не замерзает. На окраине г. Оконска имеется известный Оконский ключ с дебитом свыше $200 \text{ м}^3/\text{час}$. Другой находится в урочище Провалище и служит источником водоснабжения ст. Рафаловка. Обильные ключи имеются в долине р. Горыни у с. Коптовичи, с. Городок, с. Бигали на рр. Веселухе, Бобровке, в долине р. Стоход у с. Стобыхвы.

Мощные меловые карстовые источники в долинах рек Стырь, Иквы, Буга, Устье, Збытинке и других отмечает В. Д. Ласкарев (1914). Имеются они и в верховьях рек Серет, Збруч, Золотая Липа, Стрыпа. На них основано водоснабжение города Тернополь; используются они в районе Злочева и Брода. Мощные источники имеются и в районе городов Белгорода, Льгова, у с. Дроняево Курского района, Гремяч в северной части Черниговской области и других. Дебит их часто превышает $30\text{—}50 \text{ м}^3/\text{час}$.

По наблюдениям И. Д. Яковлева (1925, стр. 41) «в Белгородском уезде встречаются ключи в с. Непхаево, питающие р. Липовый Донец; они дают воду в огромном количестве из трещин в меловом пласте, в количестве около $971,24 \text{ м}^3/\text{сутки}$; также встречаются ключи с суточным расходом не менее $194\text{—}243 \text{ м}^3$ в с. Михайловке Дмитриевского уезда, питающие р. Свана; ключи между сс. Широково и Щербаковский, б. Суджанского уезда, в долине р. Ржава, в с. Волотово, б. Н. Оскольского уезда, в с. Дурово, Рыльского уезда и др.».

М. А. Зубашенко (1953) указывает на мощные источники в Воронежской области. «В долине р. Тихая Сосна у северной окраины с. Б. Чесночное, у подножья мелового склона, выходит источник. В небольшом цирке, диаметром около 3 м, выходят восемь ключей, дающих начало небольшому ручью, стекающему в реку. Дебит источника значителен. На северо-восточной окраине с. Осадчее из «Белой горы», сложенной мелом, также открывается мощный источник, который дает начало ручью — безымянному притоку р. Потудань. В долине р. Айдар, в 1 кл выше села Айдар, у основания правого коренного берега, сложенного мелом, выходит также из циркообразного углубления группа мощных ключей, питающих озеро».

В долине р. Дон в 1 км вниз по течению от с. Колодежное, в основании высокого правого мелового склона долины реки на уровне поймы из полуцирка, диаметром около 5 м, бьют девять сильных ключей.

Образующийся при этом ручей настолько мощный, что на нем без специального водохранилища работает водяная мельница. Подобные мощные источники находятся и у с. Белогорье в долине р. Дон, с. Н.-Троицкое на правом берегу р. Криуша и в других местах. В бассейне р. Оскола дебит карстовых источников достигает 30—60 л/сек (А. А. Дубянский, 1948). Ф. Н. Мильков (1963) считает, что эти цифры требуют проверки. Он же упоминает, что на карстовом роднике у с. Гремяче на правом берегу Дона работает водяная мельница.

Имеются источники большой производительности у ст. Кременная Донецкой ж. д. Один из них в балке Песчаной обладает дебитом, достигающим $660 \text{ м}^3/\text{час}$. Примеры источников можно было бы увеличить.

Водоснабжение карстовыми водами, помимо упомянутых источников, широко развито. Это не только многие города Украины, но и Париж, Льеж.

Озера. При заполнении карстовых воронок и котловин водою и сохранении ее в котловине в течение продолжительного времени возникают озера. Форма, очертание и размер их будут зависеть от воронок, в которых они возникли. Иногда они образуются в результате слияния нескольких воронок. В Волыно-Подольской области, по данным П. А. Тутковского, большинство карстовых озер отличается значительной прозрачностью и минерализацией воды и питается чистой ключевой водой. Они не замерзают зимой, а летом содержат холодную воду. У некоторых озер приток карстовых вод настолько большой, что они переполняются и дают начало ручьям. Подобные озера, или «окна», как их называет местное население, довольно часто встречаются в Южном Полесье. П. А. Тутковский на сравнительно небольшом участке в бассейне р. Стири насчитал 9 таких «окон», из которых наибольшее находится у с. Оконска. Это «жерло оконское», описанное еще Э. Эйхвальдом в 1830 году, расположено на холмообразной возвышенности, сложенной меловыми породами. Озеро это представляет бассейн до 20 м шириною и 15 м глубиною с почти отвесными стенками, в одной из которых расположено своеобразное углубление (вроде пещеры) с трещиной, уходящей косо вниз «на неизвестную глубину», из которой вырывается вверх «отлично видимая, волнующаяся, могучая струя» (П. А. Тутковский, 1899). Приток воды в озере около $7,3 \text{ м}^3/\text{мин}$, причем дебит и температура воды почти не изменяются в течение года. Остальные «окна» отличаются от Оконского только размерами и дебитом поступающих вод.

В Брянской области, по данным Н. С. Миллера (1952), карстовые озера округлой или овальной формы встречаются почти во всех районах как на водоразделах рек, так и на поймах и нижних террасах. Глубина их различна и при провальном происхождении — от 10 до 60—70 м. Диаметр озер колеблется в пределах десятков метров и редко превышает 100—150 и реже 200 м. Исключением является озеро у д. Ипуть в пойме р. Ипуть, диаметр которого 500—600 м.

Озера чаще встречаются одиночно, но иногда и по 2—3 рядом. Последнее имеет место в Новозыбковском районе. К западу от д. Бобовичи имеется два глубоких озера, одно из которых образовалось весной 1948 г. Карстовые озера обычно лишены растительности. Уровень воды в них изменяется слабо и чаще повышение уровня несколько отстает от времени половодья рек.

По р. Десне известны также карстовые озера. Наибольшим является глубокое оз. Святое с диаметром 400 м. На пойме р. Десны отмечены округлые в плане озера Бигень и Ореховое. Около г. Трубчевска расположено оз. Солька, а на левобережье р. Десны — Иван-озеро (В. Н. Хитрово, 1925). При характеристике Центрального района области Воронежской антеклизы также были описаны карстовые озера.

ДРЕВНИЙ (ИСКОПАЕМЫЙ) КАРСТ

В меловых отложениях Среднерусской возвышенности довольно широко представлены формы древнего карста, изученные А. А. Дубянским (1937). Они представлены воронкообразными впадинами, заполненными палеогеновыми песчано-глинистыми отложениями, изъеденной поверхностью мела, вскрытой в обнажениях, подземными полостями с зачаточными сталактитами и сталагмитами.

Ископаемый карст обнаружен в районе Ендовище под Воронежом, Старого Оскола, Новгород-Северска, Белгорода, Дивногорья, на р. Дон между Керотояком и Лисками и в других местах.

В районе Старого Оскола карьеры в мелу туронского яруса вскрывают разнообразные карстовые формы различной величины. Некоторые карстовые полости имеют грушевидную форму, причем суженная часть обращена книзу. Воронки заполнены песчано-глинистым материалом полтавского и харьковского ярусов. В других карстовых полостях в днище и стенках мел превращен в плотный мраморовидный известняк, а на дне наблюдаются куски меловой брекчии. В районе Гудовки-Кутовки о присутствии карста можно судить по разрезам скважин. Карстовые полости здесь заполнены трепелом.

На водоразделе Дона и Ведучи, в районе Ендовище мел весьма сильно закарстован. Толща мела здесь пронизана карстовыми полостями различной величины и самой причудливой формы. В овраге Ендовище насчитывается 6 полостей. Карстовые полости соединяются каналами. Выполнены они глинами, песками, а также делювиальными суглинками (А. А. Дубянский, 1937).

В бассейнах рек Дона и Тихой Сосны в пещерах иногда наблюдаются натечные формы кальцита в виде зачаточных сталактитов и сталагмитов. В многокамерных пещерах, где поверхность мела увлажняется водой, происходит перекристаллизация мела и превращение его в известняк (А. А. Дубянский, 1937). В. А. Приклонский (1952) считал, что эти пещеры искусственные.

Карстовые останцы. С карстовыми явлениями А. А. Дубянский (1937) связывает образование останцов мела — так называемых «див». При выветривании мела, в котором находилась карстовая полость, и при разрушении последней дольше сохраняются стенки из мела, превращенного в известняк. Поэтому среди современного мелового рельефа можно встретить причудливые формы выветривания мела с «останцами» в виде столбов со «свидетелями» и т. д. Такими свидетелями карстовых явлений А. А. Дубянский считает наблюдающиеся на берегу Дона, вблизи устья Тихой Сосны, в районе Дивногорья «дивы». «Дивы» имеют вид столбов высотой до 6 м. Поверхность их неровная, изъеденная, со следами коррозии. Сложены они мелом туронского яруса. Мел с поверхности перекристаллизован и представляет тонкую корочку кристаллического известняка. В районе Керотояка встречены «дивы» — столбы, сплошь состоящие из мела, превращенного в известняк (А. А. Дубянский, 1937).

Карстовая тектоника. Над карстовыми полостями нередко наблюдаются участки изогнутости пластов мела в виде синклинальных и антиклинальных микроскладок, т. е. карстовые структуры. Образовались они вследствие прогиба кровли потолка, состоящего из мела и опустившегося в карстовую полость (А. А. Дубянский, 1937).

С древним карстом связаны также образования меловой брекчии, широко распространенной в южной части Среднерусской возвышенности.

Эпохи карстообразования. Широкое распространение древнего карста, представленного довольно разнообразными формами и захватившего меловые толщи на значительную глубину, указывает, что закарстовывание мела началось еще в палеогене и проходило в сложных, постоянно изменяющихся геологических и физико-географических условиях. Намечается три карстовые эпохи.

А. А. Дубянский (1937, стр. 11) предполагает, что во время континентального перерыва между верхнемеловой и палеогеновой трансгрессиями могли сложиться благоприятные условия для закарстовывания мела. Эта первая карстовая эпоха была прервана трансгрессией палеогенового бассейна. Древние карстовые формы были либо разрушены, либо перекрыты отложениями палеогенового моря.

После отступления палеогенового бассейна вновь складываются благоприятные условия для развития карстовых явлений. Эпейрогенические поднятия Среднерусской возвышенности и понижения базиса эрозии в связи с удалением береговой линии на юг обусловили усиление эрозионных и других денудационных процессов. На участках, где мел освободился от покрова палеогеновых отложений, началась вторая карстовая эпоха, когда вскрывались старые и разрабатывались новые карстовые формы.

Днепровский ледник понизил эрозионную деятельность на Среднерусской возвышенности. Преобладание аккумулятивных процессов способствовало сглаживанию поверхности. Плещ лёссовидных

суглинков замедлил карстовые процессы. После отступления ледника они вновь оживились.

За рубежом древний карст имеется в Норфолке в Великобритании, где коррозионные карстовые воронки глубиной от 1 до 4 м выполнены плиоценовыми и ледниковыми отложениями (F. J. Nortn, 1930). Во Франции и Бельгии широко развит древний карст мела. С карстовыми котловинами и воронками здесь связаны ныне уже выработанные залежи фосфоритов.

Полезные ископаемые. В СССР с карстовыми явлениями среди меловых пород связан ряд полезных ископаемых.

Сам мел является полезным ископаемым. Наличие в нем карста загрязняет его и понижает ценность. К понижениям древнего карста мела приурочены залежи первосортных каолинов, латеритоподобных глин, керамических глин, иногда лигнитов, бурых железняков, белых фосфоритов и трепелов. Залежи каолинов известны в Воронежской области вблизи с. Вязноватки и у с. Журавки. Каолины приурочены к меловой впадине, которая прорезана руслом Лимового лога. Залежи белых фосфоритов и бурых железняков наблюдаются также в Воронежской области в окрестностях Калача. В некоторых карстовых воронках среди туронского мела, например, у с. Братки северо-западнее Старого Оскола, встречаются залежи лигнита. Трепелы Благодатненского месторождения в Курской области также приурочены к закарстованной поверхности писчего мела туронского и коньякского ярусов.

В Бельгии в районе Льежа и Монса и в Северной Франции были (уже выработанные) описанные выше месторождения остаточнометасоматических фосфоритов, приуроченные к карстовым впадинам в мелу (Е. В. Орлова, 1951).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мел, развитый в покрове платформ в Европе, Азии, Африке и, в меньшей степени, в Австралии, С. Америке и на Кубе, является карстующейся породой. Однако карстообразование протекает весьма своеобразно, что связано с особенностями мела, которые отличают его от других карстующихся пород. Мел обладает значительной пористостью — от 30 до 54, а чаще 40—45 %. Это обуславливает его высокую влагоемкость. Вместе с тем фильтрационная способность его, при отсутствии трещин, ничтожна. Благодаря этому вне зоны трещиноватости он практически безводен. Слабая цементация слагающих мел частиц обуславливает его легкую размокаемость. Мел является рыхлой породой.

Наличие трещин выветривания, скола, бортового отпора и других делает мел водопроводящим. Эти трещины расширяются растворением и даже разрушением с растеканием превращенного в плавун мела. В Белгороде и Харькове взвешенный мел придавал водопроводной воде белесоватый оттенок. Образуются разнообразные карстовые полости, вызывающие появление соответствующих отрицательных

форм рельефа и на поверхности. Здесь развиты локально, спорадически вблизи речных и сухих долин не все, известные для других типов карста, формы.

Для карста мела СССР, Великобритании, Франции и Бельгии характерны коррозионные и провальные карстовые воронки, естественные колодцы, шахты, а также подземные полости, являющиеся причиной провальных явлений. Карры и поля здесь отсутствуют, а немногочисленные пещеры протяжением менее 250 м и до 1 км обычно недолговечны. Карстовые котловины, установленные в Брянской области, слабо выражены в рельефе, что обусловлено как их возрастом, так и легкой разрушаемостью мела. Имеются исчезающие реки и иногда достаточно водообильные карстовые источники. В СССР развиты и карстовые озера.

На Среднерусской возвышенности, в области Воронежской антеклизы, широко распространен погребенный и обнаженный древний третичный карст, представленный погребенными каррами, воронками, подземными полостями и, предположительно, останцами. Третичный и доледниковый карст имеется в Волыно-Подольской области и в Великобритании в Норфолке.

Мел дает не мерокарст, или неполный карст, как полагал И. Цвийич (J. Cvijić, 1925, 1960), а специфический тип карста, обусловленный литологическими особенностями. Дальнейшее изучение карста мела, его распространения, развития и относительной роли химического и механического действия воды, является задачей ближайшего будущего.

ГЛАВА ШЕСТАЯ

ГИДРОТЕРМОКАРСТ¹

В публикуемой книге в основном рассматривался карст, возникший в результате деятельности холодных вод. Предметом настоящей главы является карст, образованный растворяющим действием восходящих термальных и минеральных вод. В дальнейшем для краткости он будет называться гидротермокарстом. В западно-европейской литературе его иногда именуют термоминеральным карстом.

Гидротермокарст обусловлен выщелачиванием карстующихся горных пород нагретыми жидкими, газожидкими растворами с образованием и последующим заполнением полостей. Следовательно гидротермокарст это не только процесс возникновения форм, но и их заполнения. В некоторых районах в полостях гидротермокарста

¹Краткие выводы представлены в качестве доклада на IV Международный спелеологический конгресс в Любляне (Югославия) в 1965 г. Опубликовано резюме. G. A. Maksimovič. Hydrothermal Karst, Ljubljana, 1965.

происходит своеобразное и недостаточно изученное минералообразование.

Гидротермокарст возникает в районах, где тектонические нарушения создали пути восходящего движения нагретых вод. Это зона альпийской складчатости, чаще складчато-глыбовые горы, а также районы современного, затухающего и затухшего вулканизма. Гидротермокарст проявляется главным образом в карбонатных толщах, а иногда, как в Бахарденском и Душакском районах СССР, в Тоскане (Италия) и Симплоне (Швейцария), в гипсах и ангидритах.

Растворы, обуславливающие возникновение гидротермокарста различного генезиса, это не только магмогенные и метаморфогенные (возрожденные) воды, но и древние иловые или седиментационные и даже современные воды глубинной циркуляции атмосферного происхождения.

Кроме «чистого» гидротермокарста часто встречаются случаи, когда разломы пересекают подземные полости обычного «холодного» карста. Поступающие из глубины термальные воды расширяют растворением трещины разломов и другие тектонические трещины. Возникают формы гидротермокарста, которые пересекают полости обычного карста. Это уже смешанный обычный и термальный карст.

Гидротермокарст ранее очень кратко упоминался (т. I, стр.58—60, 299—300, 307) и в частности три характеристике подземных озер (Г. А. Максимович, 1959, 1962). На него обратил внимание А. М. Жирмунский (1956). F. Rávai-Vajna (1931) указывал на роль горячих растворов, паров и газов в образовании пещер.

Настоящая глава представляет первую сводку по гидротермокарсту, который не привлекал *должного внимания*. Личные наблюдения в Збрашовской арагонитовой пещере (Чехословакия) в 1958 г. и ранее в Пятигорском Провале были дополнены сравнительно немногочисленными литературными данными по гидротермокарсту СССР, Чехословакии, Венгрии, Австрии, Швейцарии, Румынии, Италии, Югославии, Турции и США.

Ввиду недостаточности и неравноценности этих данных публикуемая сводка не претендует на полноту. Однако и в настоящем виде она, как автору кажется, будет полезна не только карстоведам и спелеологам, но и лицам, изучающим гидротермальные месторождения полезных ископаемых. В пещерах Чехословакии и особенно Венгрии можно наблюдать, правда часто в зоне гипергенеза, современные эпигидротермальные процессы и следы их проявления в недавнем прошлом.

Гидротермокарст СССР

В СССР гидротермокарст встречается в Средней Азии и на Кавказе. В Средней Азии он известен для Копетдага и Зеравшанского хребта.

Копетдаг

Бахарденская пещера. В Копетдаге наибольшей известностью пользуется Бахарденская пещера, о которой, начиная с конца прошлого века, опубликована довольно обширная литература (Белицкий, 1899; Карстовые подземные озера, 1908; Н. Н. Макшеев, 1915; А. Д. Нацкий, 1918; И. И. Никитич, 1924 а, б; Н. С. Олейников, 1936; Я. И. Власов, 1937; Г. А. Максимович, 1955, 1959, 1961, 1962; М. П. Петров, 1956; М. А. Ротко, 1962). Пещера возникла в результате растворения слагающих антиклиналь верхнеюрских известняков и гипсов по тектоническому нарушению, получившему название Копетдагской термальной линии (И. И. Никшич, 1924; П. И. Калугин, 1957). Восходящие термальные воды, относящиеся к сульфатно-натриево-хлоридной гидрохимической фации и обладающие минерализацией 2,76—2,86 г/л (Г. А. Максимович, 1955, 1962), путем коррозии образовали подземную полость длиной 220 м, шириной до 50—57 м и высотой до 20 м (рис. 97). На юго-восточном

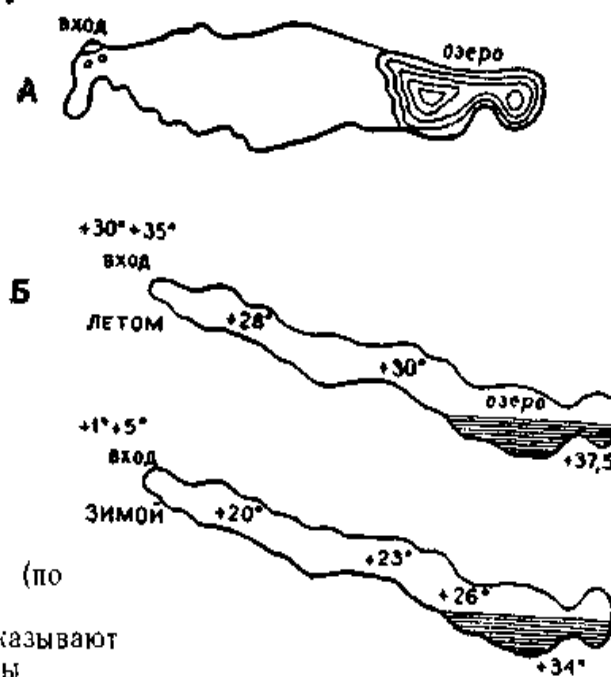


Рис. 97. Бахарденская пещера (по М. А. Ротко, 1962):
А — план; Б — профиль. Цифры указывают температуру воздуха и воды

краю пещеры на глубине 60 м ниже уровня входного отверстия находится подземное озеро Коу с теплой водой. Длина его 72 м, ширина до 30 м и глубина от 5 м в северной части до 12 м в конце. Химический состав воды озера был приведен (т. I, табл. 36, стр. 309). Температура воды в озере зимой 34°, летом 37,5 (М. А. Ротко, 1962).

В Бахарденской пещере обитают летучие мыши и птицы: голубь, клушица, сизоворонка. Особенно много летучих мышей. По подсчетам 1926 г. их было 37,5 тыс. М. П. Петров (1956), ссылаясь на последний подсчет Н. С. Олейникова (1936), приводит даже цифру 150 тысяч! На зиму летучие мыши улетают, и пещера пустеет.

На полу пещеры имеются скопления гуано летучих мышей и птиц, которые занимают площадь 1320 м^2 . Больше скоплений в средней и самой темной западной части пещеры перед озером. Мощность их здесь достигает 1,5 м. Общий запас гуано 670 м^3 , а вес — около 750 т (Г. А. Максимович, 1961).

В Бахарденской пещере, благодаря циркуляции глубинных термальных растворов и наличию гуано, происходят обменные реакции и возникают минеральные новообразования. Особенностью ее являются новообразования из гипса, покрывающие стены и своды пещеры, которые впервые отметил М. А. Ротко (1962). Ему мы обязаны приводимыми ниже результатами геохимических исследований. И. И. Никшич (1924) считал, что отложения на стенах пещеры представлены травертином.

В результате воздействия на известняки серной кислоты, получающейся от окисления сероводорода ($\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{SO}_4 = \text{CaSO}_4 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$), ион SO_4^{2-} глубоко проникает в породы и вытесняет углекислоту. Это сопровождается процессом интенсивного огипсовывания полости пещеры.

На процессы выщелачивания и огипсовывания влияет характер циркуляции пещерного воздуха, зависящий от температурных колебаний на поверхности земли и в пещере. Климат Туркмении отличается высокими летними температурами, мягкой зимой, малым количеством осадков и большой сухостью. Средние температуры для Ашхабада: январь — $+1^\circ,1$, июль — $+30^\circ,5$. Температура воздуха в пещере летом от $+27^\circ$ до $+32^\circ$, зимой $+20^\circ$ — 25° . Сохранение высокой температуры воздуха в пещере зимой обусловлено температурой воды озера, которая, как уже указывалось, летом достигает $+37^\circ,5$, а зимой лишь немного ниже (12 декабря 1955 г. — $+34^\circ,3$).

Летом разницы в температурах на поверхности и в пещере нет. Зимой большая разница в температурах ($+1^\circ$ на поверхности и $+25^\circ$ в пещере) заметно сказывается на циркуляции воздуха. В результате из пещеры весной, осенью и зимой постоянно выходят пары и газы с сильным запахом сероводорода. Они вытесняются поступающим сюда холодным (более тяжелым) воздухом (рис. 97).

Наиболее интенсивное воздействие серной кислоты на известняки наблюдается летом, когда в пещере почти не происходит циркуляции воздуха и сероводородные испарения достигают наибольшей концентрации. В весенние, осенние и зимние месяцы циркуляция воздуха значительно интенсивнее. Из пещеры, вследствие разницы температур, постоянно выходит теплый воздух, насыщенный сероводородом, а его место заполняет свежий воздух с поверхности. В это время воздействие сероводородных испарений наименьшее. В результате циркуляции холодный воздух, сталкиваясь с теплыми испарениями с поверхности озера, способствует конденсации на сводах и стенах пещеры капельной влаги. Конденсированная вода агрессивна по отношению к известняку. По мнению М. А. Ротко, коррозия, обусловленная конденсацией внутри карстовых массивов, явилась главной причиной обвалов в Бахарденской пещере.

М. А. Ротко считает Бахарденскую пещеру гидротермокарстовой. Термальные воды, попадая в верхние участки осадочных отложений, обычно легко растворяют карстующиеся породы. Пещера возникла в мощном пласте гипса, залегающем среди верхнеюрских известняков гряды Коу. Обвалы кровли значительно ускорили рост полости.

М. А. Ротко предполагает, что в зарождении и расширении карстовой полости известную роль могли играть землетрясения. Вместе с тем он приводит данные, свидетельствующие об устойчивости современного свода пещеры. 1 мая 1929 г. во время довольно сильного ашхабадского (или, точнее, гермабского) землетрясения в пещере была группа экскурсантов. Они услышали сильный гул и увидели на поверхности подземного озера пологие волны. Своды же пещеры остались незыблемыми, и от толчков только осыпались мелкие камешки. Пещера выдержала и катастрофическое ашхабадское землетрясение 1948 г.

Основным минеральным новообразованием Бахарденской пещеры является гипс, который в виде белых, серых и желтовато-серых скоплений кристаллов различной величины покрывает отдельные участки полости пещеры. Кристаллики

гипса представляют моноклинные, иногда слегка вытянутые, призмы. Встречаются и кристаллики с неправильными очертаниями. Они обычно образуют скопления, а местами находятся и в рассеянном состоянии. На стенах наиболее часты скопления мелкокристаллического и порошкового гипса в виде геликтитов. Показатели преломления просмотренных разновидностей гипса колеблются от 1,520 до 1,528. Имеются также скопления гипса, слегка окрашенные в результате присутствия глины, органического вещества и других примесей.

Изредка встречаются типичные для гипса крупные пластинчатые кристаллы желтовато-белого цвета. Однако по величине двойного лучепреломления и характеру растворения в 10 % HCl они должны быть отнесены к кальциту. Это псевдоморфозы кальцита по гипсу, которые наблюдались и среди более мелких кристаллов. М. А. Ротко относит их к псевдоморфозам превращения, которые образуются путем взаимного обмена составных частей нового и старого минералов. Это случай, когда имеется очевидная химическая связь между бывшими и образовавшимися минералами. В образовании псевдоморфоз кальцита по гипсу особая роль принадлежит ионам HCO_3 и CO_3 , которые возникают при растворении известняков.

По данным М. А. Ротко, известняки, встречающиеся в Бахарденской пещере, обладают двумя типами структур: кристаллически тонкозернистой (зерна $<0,001$ мм) и кристаллически мелкозернистой (мозаичная структура) с размером зерен 0,12—0,46 мм. Последнюю он считает вторичной, возникающей вследствие, перекристаллизации.

Озерные отложения, судя по образцу, отобранному на дне Бахарденского озера, представляют рыхлую массу черного цвета, местами сцементированную в непрочные агрегаты. В общей рыхлой массе образца встречаются обломки светло-серого *известняка*, отдельные осколки которого сильно выветрелы и раздавливаются пальцами. Под микроскопом в мазковом препарате установлено, что рыхлая масса сложена в основном мелкими бесцветными чешуйками или пластинками, размер которых <5 м и 1 м и реже <2 м. Среди таких пластинок встречаются и более крупные зерна кальцита размером 0,12—0,15 мм. Наблюдались также буровато-коричневые листочки гидроокиси железа, редкие удлиненные кристаллики гипса. Значительно реже присутствовали крупные зерна, состоящие в основном из кварца, а также из непрозрачных минералов, определить которые не удалось. Пластинки и зерна часто загрязнены темно-бурым глинистым материалом и органическим веществом.

Спектрографически изучено шесть проб известняков, гипса, а также гуано. Исследования производились на кварцевом спектрографе ИСП-22 общепринятым методом. В изученных образцах обнаружены Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Ga, Sr, Y, Zr, а также макроэлементы. Из всех элементов в образцах всегда встречаются Cu, Ga, Sr, Zr, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, часто отмечается Ti, V, Cr, Co, Ni, Y.

Как для микроэлементов, так и для макроэлементов характерен широкий диапазон колебания интенсивности линий на спектрограмме от очень сильных до «следов» (для макроэлементов) и от «ничтожных следов» до линий средней яркости (для микроэлементов). Это обуславливается различным характером изученных образцов. Анализ полученных данных показывает, что по содержанию элементов изученные образцы резко отличаются между собой. Распределение отдельных химических элементов (Ca, Mg, Fe, V, Sr и др.) определяется характером самой породы и особенностью геохимических процессов в пещере.

Присутствие же и содержание других элементов находится в зависимости от содержания в образцах глинистого материала. Ti, Mn, Ni, Cr, Ga, V и другие элементы могут быть связаны с кристаллическими решетками глинистых минералов. Здесь элементы могут находиться в форме изоморфных замещений или энлокриптных примесей. Характерно повышенное содержание Ti, V, Co, Y в известняках пещеры, что может обуславливаться присутствием в них свободных и главным образом связанных битумов. Образец рыхлой массы со дна озера обладал повышенным содержанием Ti, V, Cr, Mn, Cu, Ga, Sr, что указывает на сложный минералогический состав.

Породы Бахарденской пещеры подвергались и люминесцентным исследованиям в ультрафиолетовых лучах ртутно-кварцевой лампы ПРК-4 (светофильтры УФС-1 и УФС-3). Оценка интенсивности свечения производилась визуально по десятибалльной шкале.

Из известняков в УФ 3600 А свечением обладают лишь перекристаллизованные разности. Цвет люминесценции желтовато-серый, интенсивность 8—9 баллов. Более яркое свечение в 9—10 баллов показали новообразования кальцита в жилах, выцветы и налеты на поверхности перекристаллизованных известняков. Скрытокристаллические, пелитоморфные известняки не обнаруживали люминесценции.

Образец гипса в УФ 3600 А в общей массе люминесценции не давал. Однако местами наблюдались небольшие вытянутые пятна размером 1×7 мм, выделяющиеся белой люминесценцией, яркость которой 8—9 баллов. В одном из образцов была отмечена люминесценция больших участков гипса желтым цветом (8—9 баллов). Толщина пятна оказалась 9—10 мм, а его площадь $4,5 \times 2$ см. Изучение образца гипса, взятого со стенки пещеры, показало люминесценцию (цвет белый, 7—8 баллов) налета солей, а по краю образца наблюдалась белая полоска скоплений каких-то люминесцирующих минералов (кальцит?). Люминесценция кальцита оказалась весьма характерной. В общем она чисто белая, но местами приобретает желтоватые оттенки (интенсивность 6—7, а иногда 8—10 баллов). Таким образом, преобладающими цветами люминесценции для образцов Бахарденской пещеры оказались белые и желтые.

Люминесценция возникает в результате возбуждения их атомов или простых и комплексных ионов. Под действием ультрафиолетового света в кристаллическом веществе минералов явление люминесценции возникает обычно в тех случаях, когда в решетке присутствуют в виде примесей посторонние атомы и их группы (например, редкие земли, Mn, Cr, Ag, Sr и др.). Такие атомы-примеси носят название люминогенов. Известно также, что состав излучения зависит от атомов активатора. Например, Zn (голубое), Sr (белое), Mn (оранжевое), Ag (синее), Сг (зеленое) и т. д.

По данным спектрального и люминесцентного анализов, М. А. Ротко предполагает, что белое и желтоватое свечение гипса, кальцита обусловливается присутствием здесь соответствующих активаторов (люминогенов) Mn и Sr (возможно Сг и V). Колебания яркости люминесценции зависят от количества и распределения присутствующих здесь же атомов гасителей Cu, Fe, Ni и др. Помимо микроэлементов люминесценцию известняка могут вызывать некоторые органические вещества. Например, связанные битумы, присутствие которых установлено М. А. Ротко, или порфириновый комплекс галлия. Последний также обнаружен спектроскопически.

Изучение образца рыхлой массы, отобранного со дна Бахарденского озера, в микроскопе МУФ-1 (большая модель ультрафиолетового микроскопа конструкции Е. М. Брумберга) позволило М. А. Ротко установить в нем присутствие мелких пластинок. Изучение показало, что они являются люминесцирующими желто-зелеными слюдками, рассеянными в выветрелых известняковых и слабо сцементированных скоплениях гуано летучих мышей.

Светящиеся слюдки представляют минералы-новообразования. Отдельные пластинки наблюдались визуально в обычной люминесцентной лампе ЛЮМ-2. Это позволило М. А. Ротко при помощи пинцета в течение двух часов извлечь 25 пластинок непосредственно из породы. Изучение листочков в иммерсионном препарате показало, что цвет их в проходящем свете в основном желто-зеленый. Встречаются также желтобурые разности и бледнозеленые. Многие зерна покрыты черными налетами. Форма зерен неправильная. Многие листочки имеют остроугольные края, иногда изорванные. Реже встречаются округлые очертания. Контуры некоторых зерен неровные. В одном случае встречено зерно в виде небольшой правильной призмочки. Размеры пластинок $0,14 \times 0,08$ мм, $0,22 \times 0,32$, $0,31 \times 0,45$ мм и др. При введенном анализаторе многие пластинки оказались оптически не деятельными, а редкие зерна очень слабо двулучепреломляют.

Описываемые пластинки представляют минералы-новообразования. Точное определение их требует дополнительных исследований. Нахождение минералов-новообразований в рыхлой массе на дне Бахарденского озера — интересный факт. Образование их связано с гипергенными процессами и приурочено к выходу термальных сероводородных вод. Эти восходящие воды, содержащие в растворенном состоянии минеральные соли, достигали поверхностных зон, где в условиях недостатка кислорода в пещере и обилия органических веществ в восстановительной обстановке происходило выпадение из раствора новообразований.

Душакский район. На Копетдаге гидротермокарстовые явления известны и на юго-востоке в районе ст. Душак. В 20 км к юго-западу от станции в глубине ущелья реки Душак или Келатчай выходят 15 источников с общим дебитом 355 л/сек. Они описаны Н. Н. Макшеевым (1915), А. Д. Нацким (1918) и наиболее подробно изучены В. В. Александровым (1933). Вода источников с сильным запахом сероводорода и температурой 18° относится к сульфатно-кальциевой гидрохимической фации и обладает сухим остатком 2—2,46 г/л. Пять источников вытекают из небольших пещер в верхнеюрских известняках. Эти полости возникли из щелей, расширенных коррозией и эрозией минеральных вод. Наибольшая из пещер источника Ходжа-баба имеет у входа ширину 5 м, а на расстоянии 6,5 м от входа только 2,2 м. Далее идет щель шириной 0,4 м.

Карстовые источники Душакского района также связывают с тектоническим нарушением. Температура воды родников ниже, чем в Бахарденском озере, что объясняется значительным дебитом. В подземном же озере наблюдаются менее подвижные воды. Минерализация воды обусловлена наличием в ядре антиклинали толщи верхнеюрских гипсов мощностью 93 м, обнажающейся в ущелье ручья Душак.

Зеравшанский хребет

Гидротермокарст известен в Зеравшано-Гиссарской горной области (Тадж. ССР) в верховье р. Магиан и в окрестности озера Маргузор на р. Шинг. Районы эти сложены преимущественно сланцами, известняками, песчаниками верхнего силура и девона. Подчиненное значение имеет нижний силур и нижний карбон. Отложения смяты в довольно сложные складчатые структуры, разорванные надвигами и сбросами. Я. А. Левенюм (1937, 1939, 1940, 1963 а, б) здесь изучены пещеры, которые представляют проявление гидротермокарста. В Магианском районе они приурочены к массивным или толстоплитчатым серым и темносерым, обычно сильно доломитизированным известнякам верхнего силура (лудлоу). В окрестности озера Маргузор закарстованы массивные светлосерые известняки нижнего девона.

Рельеф районов Магиана и Маргузора расчлененный с крутыми обрывами и сильным превышением водоразделов над депрессиями. На высоте 2400—2500 м в верховье реки Магиан находятся семь, а в районе озера Маргузор — две пещеры. Магианские пещеры 1, 2 и 7 представляют тектонические трещины-щели в тонкослоистых известняках верхнего силура, заполненные кальцитом.

Пещера 3 в Магианском районе расположена на правом берегу в отвесной скале. Над руслом реки она возвышается на 220 м. Пещера снизу недоступна и в нее проникают, спускаясь на веревке по вертикальному обрыву на 20 м. Пещера

расположена перпендикулярно к обрыву и имеет длину 6 м. Высота ее у входа 5 м, ширина до 3 м. Вглубь полость быстро сужается, переходя на 6 м в кальцитовую жилу. Пещера представляет расширение вертикальной тектонической трещины. Стенки ее сплошь покрыты слоем мелкокристаллического белого кальцита, толщина которого доходит до 50 см. На поверхности белого кальцита развиты свободно сидящие небольшие кристаллы. Местами они достигают 50 см в диаметре. Кристаллы представляют преимущественно сложные комбинации скаленоэдра и ромбоэдра.

Пещера 4 на правом берегу связана с широтно простирающейся зоной тектонического разлома. Вмещающие известняки раздроблены мелкими трещинами и метаморфизированы. Со стороны реки пещера имеет два легкодоступных входных отверстия. Длина ее 26 м, ширина 6 м, высота 4 м. В обоих концах пещера сужается и переходит в тектоническую трещину с жильным кальцитом. Стенки ее покрыты кальцитом. На известняках наблюдается зона известняково-кальцитовой брекчии мощностью около 2 м. Она сменяется зоной молочно-белого кальцита, который к центру пещеры становится полупрозрачным и, наконец, зоной свободно развитых кристаллов. Последние представляют преимущественно скаленоэдры и дают отдельные кристаллы-гиганты размером до 65х28 см. Большая часть кристаллов обрушилась с потолка и в момент исследования Я. А. Левеню находилась в элювии на полу пещеры.

Пещера 5 расположена на левом берегу верховья р. Магиан у места впадения в нее сухого сая, начинающегося на перевале Джуй-Кабар. Вмещающие массивные известняки сильно раздроблены, трещиноваты и мраморизированы. При общей длине в 34 м пещера состоит из трех частей: входного коридора длиной 14 м, первого грота длиной 14 м и второго грота длиной 6 м. Пещера начинается с небольшого навеса, в глубине которого имеется низкий и узкий проход длиной 14 м, по которому можно продвигаться лишь ползком. Далее она расширяется и на двадцатом метре первый грот имеет ширину 10 м при высоте 2—3 м. Пол пещеры завален обрушившимися с потолка крупными глыбами известняка. Глыбы покрыты известковым туфом толщиной в несколько десятков сантиметров. Под ним находятся кристаллы кальцита.

С потолка спускаются причудливой формы сталактиты в виде различных завитков длиной до 20 см. По-видимому это антодиты. Сталагмиты на полу слабо развиты, но почти все глыбы известняка покрыты сплошным слоем туфа. В 25 м от входа потолок пещеры сразу становится ниже и через низкий щелевидный проход ползком можно пробраться во второй грот. Нагромождения глыб известняка разгораживают пещеру на несколько отдельных «комнат», имеющих высоту, длину и ширину до 4—5 м. Стенки, потолки и полы этих «комнат» покрыты кристаллами кальцита, образуя своего рода кальцитовые погреба. Размеры кристаллов от 1 до 40 см в ребре. Преобладают мелкие формы. В глубь пещеры размер кристаллов увеличивается. Преобладают комбинации основного ромбоэдра и призмы. Во втором гроте туф отсутствует.

Пещера 6 расположена рядом с пещерой 5. Длина ее 14 м, ширина 8 м и высота 5 м. Эрозией пещера вскрыта с восточной стороны и хорошо видна из долины р. Магиан. Стенки пещеры ранее были покрыты слоем белого кристаллического кальцита, а затем отдельными хорошо ограниченными кристаллами. Вследствие выветривания и землетрясений последние обрушились. В момент исследований Я. А. Левеню кристаллы находились на полу пещеры в рыхлой элювиальной массе. Кристаллы кальцита образовали гигантские сростки. Отдельные кристаллы в виде ромбоэдра достигали до 75 см в ребре.

У подножья скалы под пещерой 6 находилась очень похожая на нее по форме и размерам пещера 6 а, но без кристаллов кальцита. В верховьях р. Магиан встречается еще много малых пещер, которые мы не описываем. Они сходны с пещерами 3, 4, 5, 6, так как связаны с местными тектоническими трещинами и почти все были покрыты слоем кристаллического кальцита и отдельными кристаллами различной формы и размеров.

В районе озера Маргузор пещеры связаны с массивными светлосерыми известняками нижнего девона. Наиболее интересными

являются пещеры 2 и 3 на южном склоне Чоррогинской гряды, где проходит крупная зона разлома, с которой связано сурмяное оруденение.

Пещера 2 расположена на высоте 60 м над подножьем склона в стене крутого обрыва. Она образована расширением крутой трещины в известняках. Максимальное расширение достигает 11 м. Пещера вскрыта эрозией и около половины ее разрушено. В момент обследования кристаллы кальцита находились в элювии на дне пещеры и представляли крупные сростки (иногда больше 1 м в диаметре) преимущественно ромбоэдрического габитуса.

Пещера 3 находится в том же обрыве метров на 300 западнее пещеры 2. Один конец ее вскрыт эрозией. Ширина пещеры 4 м при высоте 3 м. Через 5 м она резко сужается и переходит в тектоническую трещину. Пол пещеры был завален обломками кальцито-известняковой брекчии, сцементированной кальцитом. Между обломками брекчии находились кристаллы кальцита. Тут же обнаружены кристаллы антимонита, киновари и флюорита, иногда в виде мелких прозрачных кристаллов.

Остальные пещеры в районе озера Маргузор представляли небольшие местные раздувы тектонических трещин, почти целиком заполненные жильным кальцитом с отдельными кристаллами исландского шпата.

Рассмотренные пещеры находятся в пределах Зеравшано-Гиссарской провинции оптических минералов. В пещерах Магиана и Маргузора почти во всех кристаллах кальцита наблюдаются включения. Они располагаются зонально по определенным плоскостям кристаллов, придавая им подчас причудливую структуру. В кальците установлены следующие минералы: халькопирит, пирит, марказит, антимонит, киноварь, кварц и рутил. Большинство из них является типичными эпитермальными. Включения эти в различных пещерах были вполне идентичными. Кроме этих минеральных включений, установленных макроскопически и микроскопически, в кальците широко развиты рассеянные дисперсные включения серого и темного цветов. Ввиду незначительных размеров микроскопически их не удалось определить. При сильном накаливании это «помутнение» кальцита значительно уменьшилось. Имеется предположение, что часть дисперсных включений имеет органическую природу.

Спектральным анализом в кальците установлены следующие элементы: Cu, Zr, Mn, Al, Mg, Sr, Fe, Pb, Si, As, Ti, Hg. Химическим анализом кроме CaO и CO₂ установлены: Mg, FeO, Al₂O₃, MnO, SiO₂. Спектральный анализ также подтвердил идентичность химического состава кальцита из различных пещер. По мнению Я. А. Левена все это указывает, что на площади распространения пещер происходил единый геохимический процесс. Вместе с тем каждая из описанных пещер характеризуется определенным габитусом кристаллов кальцита: скаленоэдр в пещере 4, ромбоэдр в пещере 6, комбинация основного ромбоэдра и призмы в пещере 5 и т. д. В одной и той же пещере различные формы не наблюдались.

Рассмотренные пещеры имеют зональную структуру кальцитового выполнения.

Первой внешней зоной минерализации являются гидротермально измененные известняки стен пещеры. Массивные и толстоплитчатые известняки силура и девона, как правило, пронизаны кальцитом. Если породы были сильно трещиноваты, то образовалась кальцито-известняковая брекчия. Как редкое исключение (Маргузор, пещера 3) наблюдалась окварцованная брекчия.

Вторая зона располагается по стенкам пещеры и представлена чаще белым мелко- и крупнокристаллическим кальцитом мощностью от нескольких до десятков сантиметров. Если стенки пещер состоят из плотного известняка, то переход первой зоны ко второй резкий. Он бывает постепенным, если эти известняки раздроблены и брекчированы. Между стенками пещеры и кальцитом не наблюдались следы выветривания известняков или какие-либо элювиальные материалы (глина, терра росса и т. д.). Отсюда Я. А. Левен делает заключение, что между временем образования пещер и началом отложения кальцита отсутствовали подземные карстовые водотоки.

Третья внутренняя зона образовала кристаллами кальцита различного габитуса или их сростками, иногда достигающими больше одного метра. Как исключение (Маргузор, пещера 3) в этой зоне наблюдались кристаллы прозрачного флюорита.

Особенности трех зон минерализации позволяют считать, что в рассматриваемых районах был один генетически связанный процесс, протекавший лишь в разных условиях. Продукты же обычного карста (туфы, сталактиты и сталагмиты) в описываемых пещерах редкое явление. Они известны в основном только в первом зале пещеры 5 в Магиане и генетически совершенно не связаны с процессом образования оптического кальцита.

Пещеры верховья р. Магиан и окрестностей озера Маргузор, по представлениям Я. А. Левена, возникли и развивались следующим образом:

1. В первой стадии верхнепалеозойского гидротермального цикла термальные воды местами были ненасыщенными и обладали значительной агрессивностью. Продвигаясь по зонам разломов в верхние горизонты земной коры, они местами растворяли известняки. Это привело к формированию пустот различных размеров, в том числе и пещер. Тесная связь изученных пещер с тектоническими трещинами установлена.

2. В дальнейшем, по мере пересыщения растворов, процессы растворения сменялись процессами осаждения минералов, в том числе и кальцита. Отсутствие элювиальных продуктов между стенками пещер и второй зоной кристаллического кальцита указывает, что перерыв между образованием пещер и процессом отложения кальцита был незначительным. Это позволяет время образования пещер отнести также к верхнему палеозою. Формирование пещер и кальцита относится к верхнепалеозойскому геохимическому циклу, но к разным фазам.

Наличие во всех пещерах кальцита и, в частности, исландского шпата определенного габитуса указывает, что физико-химические условия во время формирования этих карбонатов кальция были весьма устойчивыми. В разных пещерах они несколько отличались, т. к. в каждой наблюдаются кристаллы кальцита определенного габитуса.

Наличие в кальците включений халькопирита, пирита, марказита, антимонита, киновари, кварца и рутила указывает, что пещера выполнялась за счет выпадения карбоната кальция из эпитермальных растворов.

3. В дальнейшем, когда альпийский орогенез поднял палеозойские отложения Зеравшано-Гиссарских гор на современную высоту, водно-эрозионные процессы вскрыли палеозойские пещеры. Одновременно с этим начинают проявляться обычные карстовые процессы. Они выразились в отложении туфов и образовании сталактитов и сталагмитов в пещере 5 Магиана.

В западной части *Зеравшанского* хребта М. А. Абдужабаров (1965) указывает на наличие в пещерах Пиазли, Кочкарлы, Гуньджак полупрозрачного гидротермального кальцита (Р. Ю. Музафарова, 1949).

Кавказ

На *Кавказе* также развиты гидротермальные явления. Наибольшую известность получил Провал на склоне горы Машук в г. Пятигорске. Гора Машук имеет вид купола с окружностью в 8 км и вершиной, возвышающейся над уровнем моря на 1050 м, а над уровнем Пятигорска — на 500 м. Она представляет лакколлит, кристаллические породы которого не обнажаются. На южном склоне имеются глубокие разломы, служащие путями подъема к поверхности термальных подземных вод (см. рис. 5, II).

Областью питания пятигорских источников являются юго-западные и северные склоны Джинальских гор. Атмосферные осадки поглощаются здесь трещиноватыми верхнемеловыми известняками. Благодаря наличию водоупорной кровли, воды становятся напорными, а на глубине приобретают температуру и насыщаются углекислотой, обусловленной, как и тепло, близостью вулканического очага (остывающих вулканических масс). После циркуляции на север по артезианскому склону они, вследствие барьерного действия лакколита, поднимаются по разрывам на поверхность в виде термальных минеральных источников. Встречающийся в водах H_2S обусловлен микробиальными процессами.

Провал находится на юго-восточном склоне горы Машук. Это карстовая воронка в верхнемеловых известняках, образовавшаяся по трещине главного сброса. Возник Провал за счет растворения известняков восходящими термальными минеральными водами и последующего обрушения свода полости. Некоторую роль играли и просачивающиеся вниз атмосферные осадки. В профиле он представляет

цилиндр, пережатый немного в средней части и расширенный у юго-западной стороны внизу.

Размеры его сверху были в 1823 г. $12,5 \times 16$, а в 1856 г. $16,5 \times 16,2$ м. За счет обрушения за 33 года поперечник его увеличился на 4 м в одном сечении и 0,2 м в другом. Глубина Провала, если нет ошибки в старых замерах, с 1793 г (П. С. Паллас) до 1823 г. (А. П. Нелюбин) уменьшилась за 30 лет с 34 до 26,5 м или на 7,5 м. Повторные замеры Ф. А. Баталина в 1856 г. показали, что за 33 года глубина практически не изменилась.

Изучение Провала в 1857—1858 гг. до проходки тоннеля длиной 43,5 м показало следующее. Внизу грот овальный. Наибольшая ось обвала имеет направление с с.-в. к ю.-з. длиной 27,74 м. Наименьшая ось около 13 м. В юго-западном углу Провала, по Ф. А. Баталину, находилась темная ниша, наполненная водой. При входе она имела около 3 м ширины и 4 м высоты. Далее вглубь она суживалась, понижалась и выклинивалась, переходя в две трещины. Глубина воды в пещере при входе 7,4 м, а в конце — 11,5 м. Дно, суживаясь, переходит в щель. В глубине ниши близ трещин в 1856 г. было заметно сильное выделение газа.

Температура воды в подземном озере в среднем 32° . Она изменяется в течение года и зимой составляет 28° , а летом, в периоды стока, до 42° . Вода в озере углекисло-сероводородная. Химический анализ ее был приведен (т. I, табл. 36, стр. 309). Вода относится к гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-сульфатной гидрохимической фации. Минерализация изменяется в пределах 3,83—4,35 г/л, а по данным Б. Н. Панкова (1951) — 1,2—4 г/л.

Изменяется и уровень воды в озере. Весной он поднимается настолько, что вода в большом количестве вытекает наружу через специальный канал в штольне. Затем уровень постепенно начинает падать, и до следующего весеннего подъема сток прекращается. Периодический свободный сток воды из озера достигает нескольких миллионов литров в сутки. Максимальный сток в 1919 г. составлял 9,2 млн. л/сутки. Ранее в апреле 1905 и 1908 гг. он был почти 9 млн. л/сутки.

Наблюдения показали, что изменения дебита Пятигорских минеральных источников совершенно точно следуют колебаниям уровня в озере Провала. Это озеро является прекрасным показателем состояния режима всех источников Пятигорска. Это известно уже давно. В июне 1876 г. Вальберг провел у Сабанеевского источника слабонаклонную скважину, которая давала 1,2 млн. л воды в сутки с температурой $46^\circ,3$. Громадный дебит быстро повлиял на все верхние источники, а озеро в Провале почти осушилось.

В настоящее время считается доказанным, что источники Теплый и Холодный Нарзаны, Пушкинский и Пироговский питаются водами, растекающимися из северного сброса, на котором находится Провал. Связь между упомянутыми источниками и Провалом прямая (И. Я. Пантелеев, 1955; Б. Н. Панков, 1951).

Колебания температуры, дебита и минерализации вод Провала обусловлены притоком вод из области питания на Джинальских горах. Сток из озера происходит весной, когда в этих горах тает снег и выпадают дожди. В это время растет и температура воды в озере, которое питается мощной струей, поступающей по разлому с глубины порядка 600 м. Зимой, когда приток воды очень мал, температура озера минимальна (23°).

Сочи-Мацестинский район. Термальные воды имеются и на Кавказском побережье Черного моря в закарстованных меловых и верхнеюрских известняках, заключенных между водоупорными третичными и среднеюрскими отложениями. Здесь в районе от Лазаревского до Гагр узкой полосой шириной 15 км на площади 800 км^2 развиты сероводородные воды. В центральной части на участке побережья от Сочи до Хосты бурением до глубины 2—2,5 км разведана площадь около 60 км^2 . Дебит буровых вод в зависимости от степени закарстованности и трещиноватости пород изменяется от нескольких тысяч до нескольких миллионов литров в сутки.

На всей разбуренной территории состав воды однороден. Здесь развиты

хлоридно-натриево-сульфатные воды со слабокислой реакцией и содержанием свободного сероводорода до 70 %. В воде имеются метан, азот, углекислота и другие газы. Общее количество растворенных газов составляет 250—500 см³ в литре. В воде обнаружено также: йода до 12 мг/л, брома до 70 мг/л, метаборной кислоты до 135 мг/л, радона до 3 единиц Махе, а также соли радия.

Минерализация воды и содержание сероводорода изменяются в зависимости от разбавления пресными водами в районе Ахуна. Минерализация колеблется от 1,8 до 30,3 г/л, а концентрация сероводорода составляет 30—460 мг/л. Основная масса пресной воды поступает с востока по горной гряде Ахштыр-Ахун-Бытха (см. рис. 3, V). По мере удаления на запад и роста глубины, минерализация и содержание сероводорода увеличиваются. В этом же направлении растет и температура минеральных вод. В районе Мацесты на глубинах 1,5—2 км три скважины вскрыли самоизливающуюся воду с температурой 38—39°, дебитом 0,5—5,6 млн. л/сутки и содержанием сероводорода 420—450 мг/л. В Хосте двумя скважинами на глубине 1,8—2,1 км получена самоизливающаяся вода с температурой 41—46°, дебитом 0,8—1,7 млн. л/сутки и содержанием сероводорода 400 мг/л. В долине р. Сочи на глубине 1,4—1,5 км содержание сероводорода было до 460 мг/л (Е. А. Титова, 1960; В. М. Куканов, 1958).

Воды эти, двигаясь по трещинам разломов и карстовым полостям, вызывают на глубине возникновение и развитие гидротермо-карстовых полостей. Этому способствуют не только температура, но и наличие углекислоты. Высокая минерализация является тормозящим фактором.

В районе Сочи—Мацеста на небольших глубинах, где циркулируют агрессивные холодные пресные воды, развивается обычный карст, а на глубине еще почти не изученный — гидротермокарст.

Термальные воды в закарстованных и трещиноватых толщах имеются и в других районах Кавказа (М. И. Врублевский, 1962) и особенно в *Закавказье* (С. С. Чихелидзе, 1961). Зона термальных вод от Гагр протягивается по побережью через Сухуми и далее на юго-восток и восток до Цхалтубо. Приурочены они к карбонатным толщам палеоцена, верхнего и нижнего мела. В Западной Грузии с палеоценовыми и верхнемеловыми толщами связаны сероводородные хлоридно-натриевые воды мацестинского типа, а с нижнемеловыми известняками — гипертермальные сравнительно слабо минерализованные и богатые сульфатами.

В районе Сухуми в долине р. *Беслети* в верхнемеловых известняках на глубине 500—600 м скважинами получена вода мацестинского типа с температурой 27—30° и дебитом 0,15—0,6 млн. л/сутки. В нижнемеловых известняках на глубине 1080—1700 м вскрыта вода с температурой 39—42°, минерализацией 1,26—1,62 г/л, сульфатно-натриево-гидрокарбонатно-хлоридной гидрохимической фации, газифицирующая CO₂ и H₂S.

В Колхидской низменности в районе г. *Цхакая* из нижнемеловых карбонатных отложений с глубины 2700 м получена вода сульфатно-хлоридно-кальциевой гидрохимической фации с минерализацией 2,5 г/л и t° около 70° . Дебит 0,2 млн. л/сутки. В другой скважине около с. *Хорга* из доломитов и доломитизированных известняков нижнего неокома получена гипертермальная вода с t 85° , дебитом 0,4 млн. л/сутки, содержащая H_2S , относящаяся к хлоридно-натриево-кальциевой гидрохимической фации и обладающая минерализацией 19,3 г/л.

В районе *Циаши* (долина р. Джумы) у г. Зуздиди из известняков нижнего мела двумя скважинами вскрыта вода с t 81° . В одной она относится к сульфатно-хлоридно-кальциево-натриевой гидрохимической фации при минерализации 1,75 г/л и дебите 1,2 млн. л/сутки, в другой — воды сульфатно-кальциево-хлоридно-натриевой фации с минерализацией 1,5 г/л и дебитом 2 млн. л/сутки.

В районе *Менджи* (вблизи Цхакая) из известняков палеоцена — верхнего мела получена вода с t $18—20^{\circ}$, суммарным дебитом в среднем 0,2 млн. л/сутки, минерализацией 7,7—13,7 г/л, хлоридно-натриевого состава, газирующая H_2S и CO_2 . К востоку от Цхакая, в районе Нокалакеви вода с t $78—80^{\circ}$, дебитом 0,6—0,7 млн. л/сутки, слабосероводородная, сульфатно-кальциево-гидрокарбонатно-хлоридно-натриевая с минерализацией 1,37—1,48 г/л.

В районе *Цхалтубо*, где развит типичный карстовый ландшафт (Н. А. Огильви, 1938), наблюдается до 160 грифонов вод с t $34—34,8^{\circ}$ и средним суммарным дебитом 247 л/сек (21,5 млн. л/сутки). Дебит изменяется от 18 до 25 млн. л/сутки и зависит от режима атмосферных осадков. Воды гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевой гидрохимической фации с минерализацией 0,80—0,86 г/л, радиоактивностью от 3 до 6—8 ед. Махе. Коренная струя содержит радона 1—1,5 ед. Махе и обогащается им вблизи базальтов в песках, залегающих над глинами. Вопрос о генезисе цхалтубской воды не решен. Предполагается, что она возникла в результате смешения вод гипсоносных верхнеюрских пестроцветных отложений и известняков нижнего мела (С. С. Чихелидзе, 1961).

Рассмотренные воды Западной Грузии с температурой до 80° , приуроченные к карбонатным толщам, в зависимости от температуры, газового состава (в частности содержания CO_2) и минерализации по разному растворяют известняки и доломиты. Вместе с тем они показывают, что кроме гидротермокарста, выраженного вблизи поверхности, имеются широко развитые и почти не изученные явления выщелачивания на глубине. Глубинный гидротермокарст должен учитываться. Он ждет своих исследователей.

В *Дагестане* гидротермокарст обнаружен бурением. В районе горы Кукурт-Тау (Серная гора) находится залесенный амфитеатр, от которого начинается сухое русло, а затем зигзагообразное ущелье Истису-Кака, вскрывающее меловые известняки. В обрывах ущелья обнаружены гидротермальные минералы. В центре антиклинальной складки бурением были выявлены многочисленные карстовые полости, выработанные горячими водами.

П. П. Иванчук (1967), описавший это явление, считает, что поднимавшиеся ранее по трещинам термальные воды закарстовали меловые известняки. Выход их на поверхность привел к образованию котловины. Стекавшие из котловины термальные воды выработали ущелье Истису-Кака, в обрывах которого и остались гидротермальные минералы.

В *Крыму* скважинами для снабжения курортов Сакско-Евпаторийской зоны из палеозойских трещиноватых известняков, вскрытая мощность которых 300 м, получены воды с притоком 15 л/сек и температурой на устье 42—45° (И. В. Кострик, 1966; А. П. Ослоповский, 1959). В г. Евпатории на глубине 871—893 м из верхнеюрских известняков дебит двух самоизливающих скважин 570 и 900 м³/сутки, температура 40—41°. На юго-восточной окраине равнинного Крыма (в д. Бабенково) на глубине 728 м скважина, вскрывшая верхнеюрские известняки, имеет дебит при самоизливе до 2600 м³/сутки, температура 38°,2 (С. В. Альбов, В. Г. Ткачук, 1967).

ЧЕХОСЛОВАКИЯ

(Збрашовская арагонитовая пещера)

Наиболее оригинальным и изученным проявлением гидротермокарста является Збрашовская арагонитовая пещера, с которой автор знакомился в 1958 г. Характеристику ее, по И. Кунскому (J. Kinsky, 1957) и личным наблюдениям, дадим несколько подробнее.

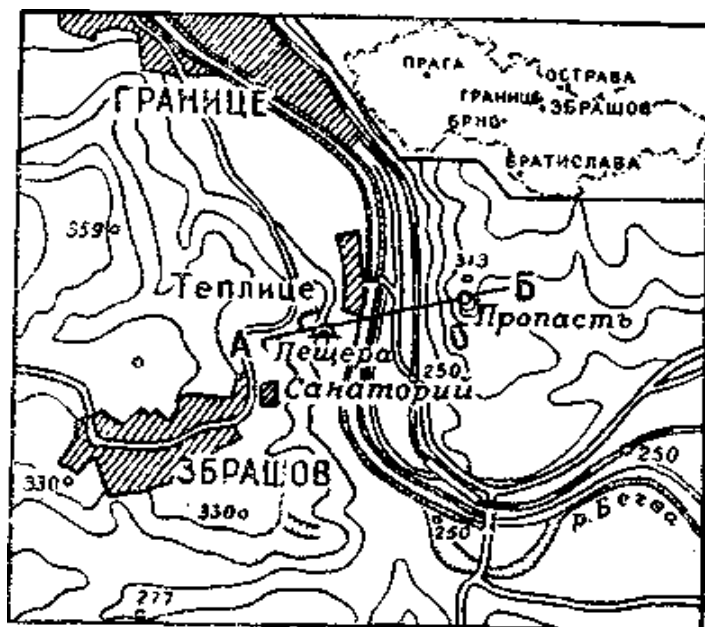


Рис. 98. Схема района Збрашовской арагонитовой пещеры и Пропасти (по И. Кунскому, 1957)

Пещера находится в Границком карстовом районе в Чехословакии (Г. А. Максимович, 1959). Карстовые процессы протекают здесь при воздействии термальных сильно газифицированных CO_2 минеральных вод. Источники встречаются вдоль термальной линии, идущей приблизительно через долину р. Бечвы южнее г. Границе, выше

курорта Теплице над Бечвой (рис. 98). Термальные процессы, влияющие на развитие карста, происходят и поныне. Они проявляются: в сильной коррозионной деятельности вод, содержащих углекислый газ; в накоплении тяжелого углекислого газа в нижних частях пещер с образованием теплых газовых озер и источников минеральной углекислой воды; в осаждении из теплых углекислых вод железистой охры, вада, известкового туфа и арагонита; в образовании в пещерах вокруг восходящих источников минеральной углекислой воды гейзерных сталагмитов.

Границкий, или Збрашовский, карстовый район находится в северо-восточной части Богемского массива. Карстовые воронки редки. Главной особенностью поверхностного карста на плато является Провал на правом берегу р. Бечвы глубиной 105 м (рис. 99). На левом берегу реки Збрашовская арагонитовая пещера вытянута в направлении, перпендикулярном долине. С ее вертикальными трубами глубиной более 30 м и проходами она прослеживается до уровня воды. Разница в превышениях наивысшей и наинизшей точек пещеры составляет 55 м, а общая длина проходов около 300 м. Пещера освещена электричеством и открыта для посетителей. В окрестностях имеются и меньшие пещеры.

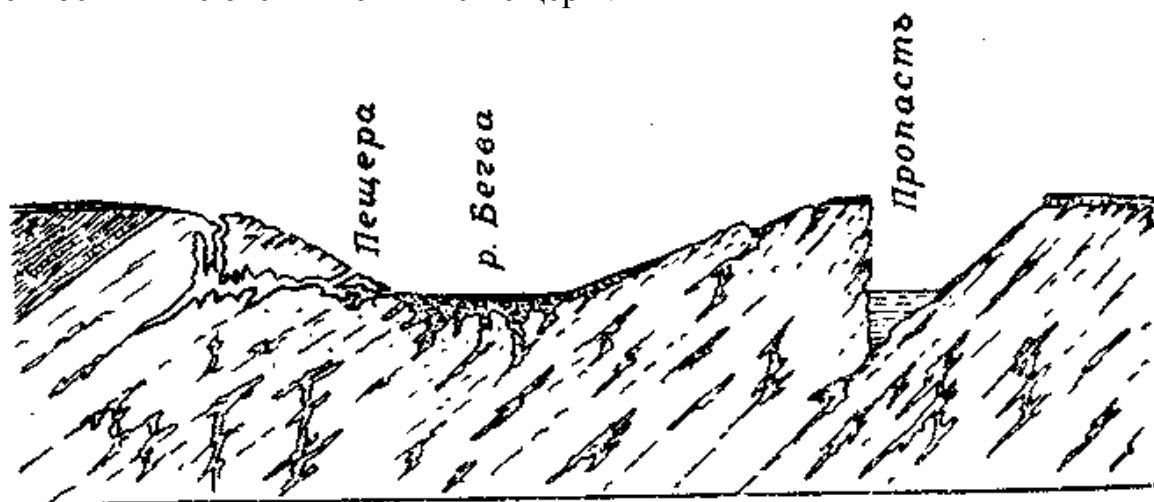


Рис. 99. Схематический профиль через Збрашовскую пещеру и Провал (Пропась), по И. Кунскому, 1957. Профиль проведен по линии А—Б, рис. 98.

Распространение карста связано с выходами минеральных вод, на которых возник курорт Теплице, расположенный на берегу р. Бечвы вблизи Збрашовской пещеры.

Границкий или Збрашовский карстовый район образован несколькими островами девонских известняков, окруженных породами кульма и покрытых местами третичными и четвертичными отложениями. Известняковые острова располагаются в форме клина, вытянутого с юго-запада на северо-восток, длина которого свыше 51—52 км, а ширина около 4 км. Они были раздроблены и разрушены многочисленными дислокациями без видимого перемещения блоков. Трещины нарушений служили путями, через которые термальные

воды воздействовали на известняки и определили развитие карстовых явлений.

Смятые девонские отложения и слои кульма имеют приблизительно северо-восточное и юго-западное направления, а на карстовых площадях они падают на с.-з. под углом $30\text{—}50^\circ$. Имеют значение и трещины нарушений с простиранием от северо-запада до юго-востока, секущие перпендикулярно слои. К ним приурочен Провал и большая часть полостей Збрашовской пещеры.

Подземные карстовые процессы на Збрашовской площади тесно связаны с основным направлением тектонических трещин, рассекающих девонские известняки, и с разрушением известняков вдоль напластования. Преобладают вертикальные трещины северо-западного и юго-восточного простираний. Пласты известняка имеют с.-в. и ю.-з. простирания, погружаясь на с.-з. под углом около 45° . Крупные трещины и дислокации варисийского орогенеза были возобновлены в начале неогена. Следуя этому направлению, развились трещины, секущие пласты известняка перпендикулярно простиранию зоны разломов и опусканию узких блоков. Это же направление имеет и большая часть трещин, проходящих через Провал. Многие из проходов и гротов Збрашовской пещеры развиты вдоль этих направлений. По ним развиваются и полости, достигающие поверхности земли. Имеющиеся в изобилии вдоль р. Бечвы трещины также являются путями углекислого газа и минеральных углекислых вод, которые выделяются в пещерах и Провале. Гидротермокарст теплых минеральных вод наиболее ярко проявляется вблизи р. Бечвы — это Збрашовская пещера. В Провале и в маленьких пещерах, расположенных в каменоломне на холме Куча, встречаются значительные выделения газа и минеральной воды.

Развитие Збрашовского карста И. Кунски рисует следующим образом.

1. Перед нижнетортонской трансгрессией карстовые явления развивались медленно и только под воздействием обычного коррозионного карстования. Это было обусловлено малой скоростью подземных вод, циркулировавших ниже базиса эрозии, который возможно был выработан рекой, протекавшей приблизительно по направлению современной Бечвы. Воронки образовались в местах пересечения вертикальных нарушений и пластовых трещин. Нижнетортонские пески отложились горизонтально в неглубоких понижениях у устья Провала.

2. Нижнетортонская трансгрессия воздействовала только на мелкие впадины и на Провал, но не на подземные полости, так как в последних никаких осадков не осталось. Благодаря обвалам, вызванным последующими коррозионными процессами, осадки встречены и в некоторых пещерах или были принесены в них при размыве. Пещеры также могут содержать палеогеновые отложения и более молодые флювиогляциальные отложения террас, а также отложения типа лёсса.

3. Расширенные карстовые пещеры и Провал, возникшие в результате деятельности холодных вод, впоследствии подверглись воздействию термальных углекислых вод. Время начала гидротермо-карстовых процессов неизвестно. Они проявлялись после верхнего тортона и сармата и до миоцена. Термальные воды вызвали коррозионные и эрозионные процессы, которые были более интенсивны, чем наблюдаемые в настоящее время. Высокая температура способствовала интенсивному растворению карбонатных пород. Ранее во время обычного «холодного» карста воды были насыщены карбонатом кальция, который выпадал в виде туфа и других отложений.

В расширенных гидротермокарстом полостях минеральные воды отлагали в определенной последовательности осадки, которые далее будут охарактеризованы. Отложились слои охры мощностью в несколько метров. Они заполнили до определенного уровня расширенные коррозией и эвразией трещины. Некоторые из нижних трещин были заполнены целиком. На поверхности охры из тонкого покрова воды осаждался туф, а одновременно и многочисленные гейзерные сталагмиты. Выделение туфа было так интенсивно, что гейзерные сталагмиты тотчас же перекрывались им. Вертикальные каналы сохранились только в местах истощения термальных вод или там, где они достигли поверхности туфа в момент, когда он перестал отлагаться. Под поверхностью кипящей или фонтанирующей горячей минеральной воды стены гротов были покрыты отложениями грушеобразной формы — коблигами. Некоторые гроты, заполненные осадками до потолка, могут являться примером гидротермо-карстовых пещер, выполненных рудой.

4. Подток термальных вод постепенно ослабевал. Остались только выделения теплого углекислого газа, температура которого медленно падает. Пещера наполняется углекислым газом, имеющимся в настоящее время только в нескольких больших изолированных газовых озерах. Агрессивные воды, циркулирующие по трещинам и плоскостям напластования, расширяют их растворением. Эти воды растворили и туфы, которые сохранились только в нескольких отдаленных гротах. После туфов начинает вымываться подстилающая их охра. Пещера была очищена от осадков термальными углекислыми водами. Выделяющееся в пещерах тепло поддерживает рост арагонита и эрцбергита, сохранившихся в нескольких местах.

5. Остывание воды и ослабевание выделений углекислого газа, обрушения, частичное удаление охры и туфа продолжают и в настоящее время, но со все уменьшающейся скоростью.

Морфология Збрашовской пещеры. Вход в пещеру расположен на левом берегу р. Бечвы, южнее курорта Теплице на высоте 24 м над уровнем воды в реке. После точного определения размеров пещеры в 1954 г. был создан искусственный вход. Искусственный тоннель со ступеньками ведет в проход, который был расширен растворением по трещинам и обвалами (рис. 100, 101). В нижней части он узкий, местами с ровным потолком. Проход ведет в нижний этаж в гроты Мраморный и Веселый. Входной природный проход был связан с гротом Веселым узкой трещиной, которая еще носит следы осаждения туфа и других гидротермальных отложений. Термальные воды вырабатывают пещеры с

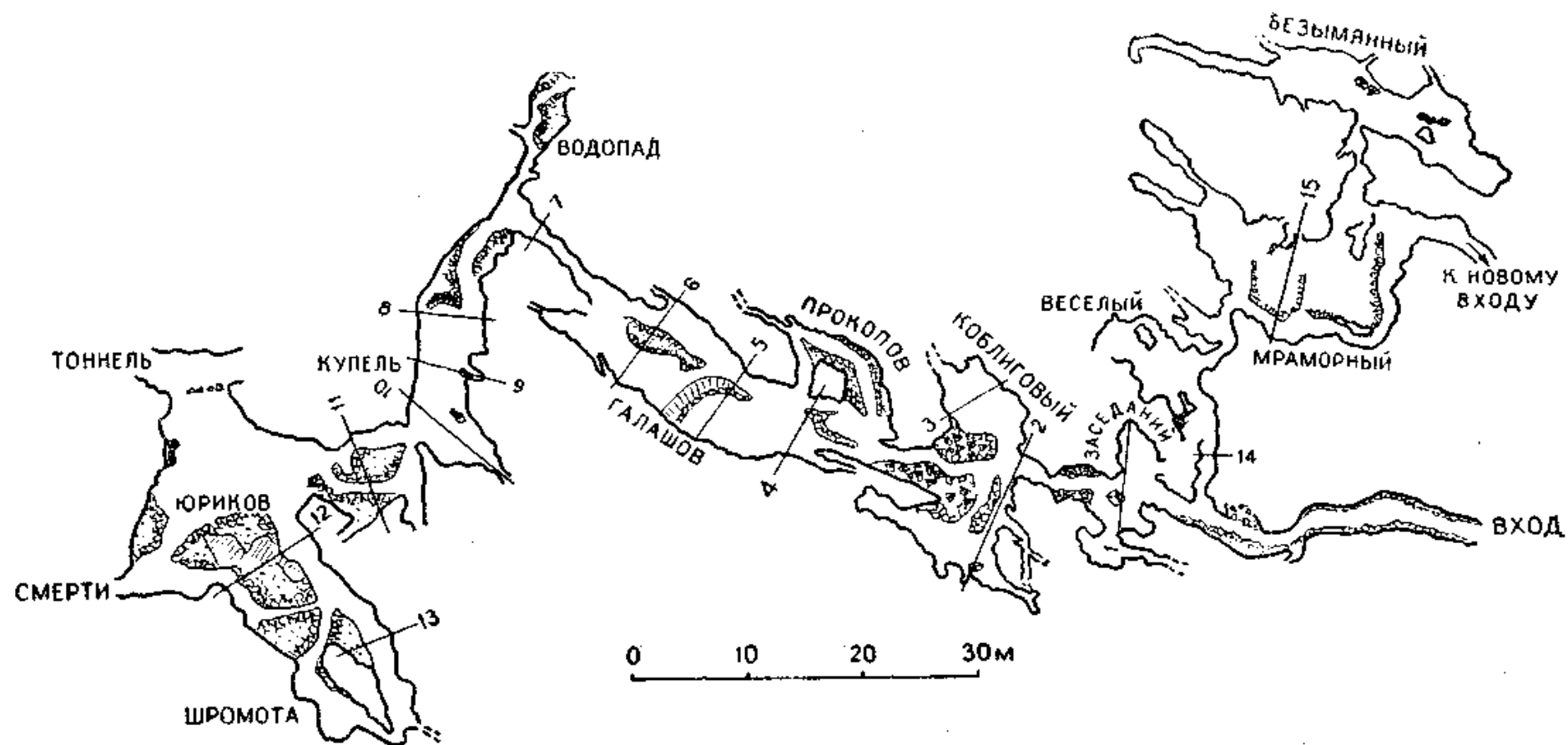


Рис. 100. Схематический план Збрашовской пещеры (по И. Кунскому, 1957). Указано название гротов; / — 15 — поперечные профили (см. рис. 101)

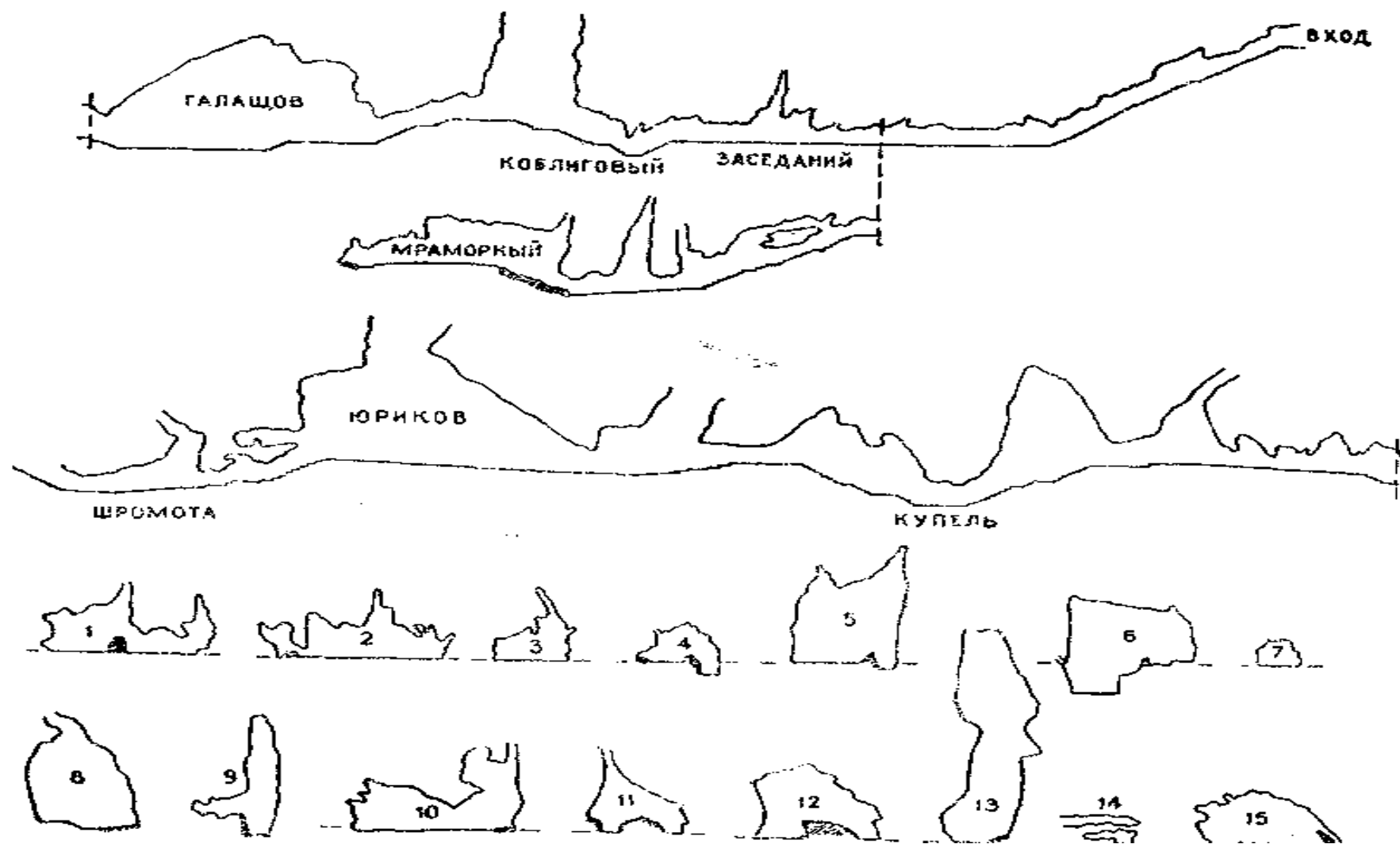


Рис. 101. Продольный и поперечный профили Збрашовской пещеры (по И. Кунскому, 1957), см. рис. 100

овальными очертаниями (см. дальше гидротермокарст Венгрии). По мнению И. Кунского, поверхность трещин доказывает, что на них воздействовала углекислая вода. Характер отложения термального туфа на потолке прохода, ведущего в грот Веселый, доказывает до-термальный возраст Збрашовской пещеры, сопоставляемый с возрастом Провала.

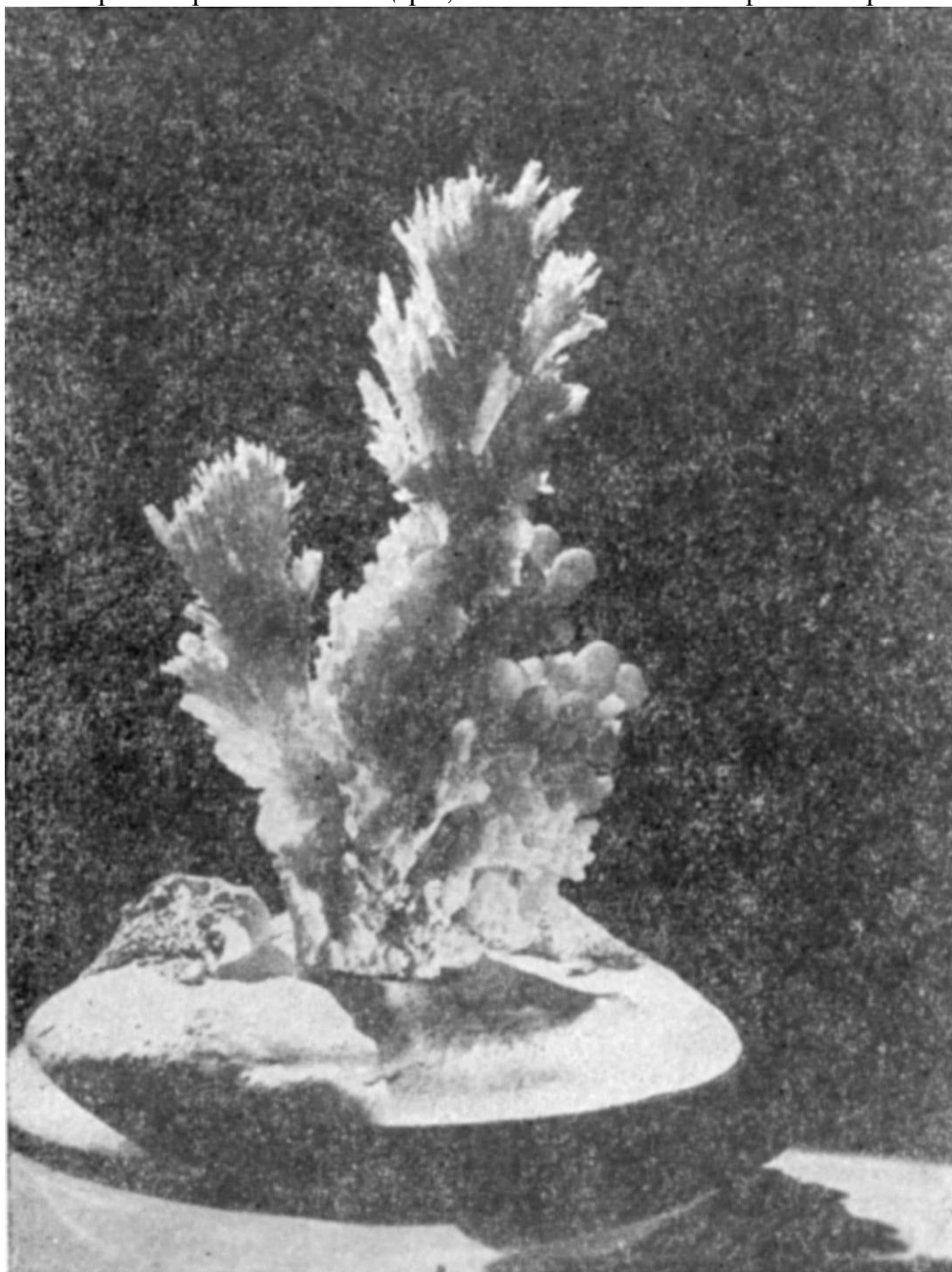


Рис. 102. Арагонитовые образования Збрашовской пещеры

Через несколько метров от входа природный проход ведет в грот Заседаний высотой 3 м, шириной 5 м и 8 м длиной. Вблизи поверхности преобладают трещины, расширенные коррозией и известняковые блоки, разбитые сетью различных трещин. Имеются многочисленные эвразионные углубления в стенах и в потолках. Стены и перегородки сложены известняками, изобилующими окнами растворения, которые выходят в соседние проходы и гроты.

Во внутренней части грота Заседаний на полу имеется слой охры до 5 м мощностью. Температура в этой части пещеры 13—14°. В левой части грота потолок,

стены и ниши покрыты кристаллическими или землистыми налетами вада и других минералов, выпавших из горячей воды. Здесь и там появляются белые корочки или пестикообразные эксцентрические наросты, образованные арагонитом (рис. 102). Рыхлые налеты охры и вада на поверхности пород постепенно разрушались и сохранились лишь в местах, где они покрыты и пропитаны кальцитом или арагонитом. В гроте Заседаний имеется один небольшой сталактит малахитового цвета.

Короткий низкий проход ведет из грота Заседаний в Коблиговый грот. В его правой части сохранились явные следы деятельности углекислой термальной воды в виде отложений на стенках, потолках и в нишах. Стены до высоты 1,8—2,0 м над полом сложены падающими на с.-з. тонкослоистыми известняками с корродированной поверхностью. Выше 2 м они покрыты арагонитом и кальцитом со следами вада. Арагонитово-кальцитовые инкрустации образуют сферические коблиги (клетки по-чешски) с сферической структурой кристаллов. На некоторых пластах, выступающих на потолке и стенах, эти корочки и другие сферические кальцитовые формы достигают 2 см в диаметре.

Ядро из арагонита и вада перерастает в радиальные сферические кальцитовые друзы из плотных скоплений кристаллов. Горизонтальное основание обрамляется коблиговыми натечками, грубо соответствующими вынесенным охристым осадкам, которые заполняли пещеру до высоты 2 м над уровнем прежнего пола. Увеличение и уменьшение мощности корочки указывает на различную активность выпадения отложений из термальной углекислой воды. В левой части Коблигового грота наблюдаются отложения, пронизанные цилиндрическими более или менее вертикальными каналами, служившими ранее путями термальной углекислой воды. На поверхности туфов есть гейзерные сталагмиты высотой до 30 см. Некоторые из каналов внутри пород пусты, другие заполнены охрой.

В Збрашовской пещере найдено около 50 гейзерных сталагмитов. Часть из них находится в местах образования, другие при прокладке дорожек разрушены или перенесены в места более удобные для посетителей. Имеются маленькие каналы, проделанные газом, поступающим из ю.-з. части грота Заседаний.

Из Коблигового грота проход идет на с.-з. Он содержит упавшие с потолка обломки, которые вклинились между стенами или загромождают пол на пути в Галашов грот. Проход продолжается высокой и длинной трещиной, простирающейся с с.-з. на ю.-в. Его отвесные стены параллельные, обнаженные и прямые. Пол направлен на с.-з. по падению пластов. Трубообразные каналы поднимаются вверх к следующим полостям.

На левой стене, сложенной известняками, имеются характерные вертикальные желоба, свидетельствующие об активности падающей воды. Желоба, достигая местами длины 3 м, оканчиваются на дне маленькими куполообразными понижениями в известняках. Они образованы падающими каплями и заполнены глиной и песком.

Против начала правой стены проход ведет в Прокопов грот. Он разветвляется на ряд пещерных проходов, идущих в различных направлениях и достигающих лабиринта галерей «катакомб», расположенных сзади Коблигового грота. Благодаря обвалам, встречающимся вдоль трещин в Галашовом гроте, отложения туфа разрушены на правой стороне и заполняют маленькие впадинки. В разрушенном туфе можно наблюдать несколько разрезов гейзерных сталагмитов, перекрытых туфовыми образованиями. Здесь четко видны детали их строения, особенно вогнутые основания, и стадии роста конусов. Минеральное вещество, поступавшее из гейзеров, осаждалось до тех пор, пока их конусы полностью не зарастали туфом. Коническое отверстие ведет в канал гейзерного сталагмита, идущий от основания туфов. Это позволяет заглянуть в толщу туфов до глубины 0,75 м. В левой части Прокопова грота туфы вместе с натечными формами сохранены на месте их образования. Грот регулярно целиком заполняется поднимающимся снизу углекислым газом.

Из Галашова грота искусственно расширенный проход ведет в проходы, следующие большим вертикальным трещинам. Они оканчиваются лабиринтом узких проходов, именуемых «Позади водопада». В дальнем конце последнего установлено

повышенное содержание CO_2 . В начале галереи есть единственная группа обычных сталактитов, демонстрируемых посетителям. Сталактиты имеются и дальше, но этот участок прохода не демонстрируется.

Вертикальные трещины поперечных галерей с.-з.—ю.-в. простирания были расширены различными выемками и полостями. В наиболее низком месте галереи, называемом гротом Купель, имеются вертикальные цилиндрические впадины в породе, которые возникли в результате действия капель (эггтации). Внизу они оканчиваются куполообразными понижениями диаметром 30 см. Из впадин, достигающих высоты 2,85 м и продолжающихся на потолке, вода сочится тонкой струйкой вниз в понижение. Вода в источнике углекислая, ее рН равно 6,7, а температура — 13,5°. В некоторых частях узкие проходы длиной около 100 м поворачивают на ю.-в. Здесь в одном из небольших трубообразных гротов, называемом «У озера», на потолке имеется куст железных цветов из аморфного эрцбергита диаметром 20 см. Позади грота «У озера» перед Юриковым гротом расположен двоянный гейзерный сталагмит, который будет описан далее.

Юриков грот, являющийся главной частью Збрашовской пещеры, образован трещинами двух основных направлений (с.-в.—ю.-з., с.-з.—ю.-в.). Он возник в результате действия горячих вод. Здесь имеются газовые озера, озеро с теплой минеральной водой, обильные арагонитовые антодиты, минерал андрейт, гейзерные сталагмиты и т. д. Над входом в Юриков грот имеется вертикальная труба высотой 50 м, через которую в 1912 г. была открыта пещера. Это был первый и единственный вход в пещеру, куда проникали при помощи лестницы. Нынешний вход сооружен в конце 1913 г. и ведет в грот Заседаний, который находится на 2,5 м ниже поверхности земли.

Вдоль правой стороны Юрикова грота имеется широкий проход, называемый Тоннелем. Потолок его в нижней части покрыт красивыми белыми сталактитами. На полу находились гейзерные сталагмиты, которые при оборудовании пещеры для посетителей были перенесены и на новом месте расположены группами.

В соседнем гроте Смерти вода вытекает из минеральных озер через кратер с перерывами в зависимости от накопления газа. Тоннель наполняется углекислым газом до уровня входа в Юриков грот, образуя большие газовые озера.

Перед Тоннелем неправильной формы выступ, называемый Куртина, разделяет поток. Он ограничен трещиноватым пластом с.-в.—ю.-з. простирания, часто пронизанным арагонитовыми антодитами, покрытыми шаровыми образованиями из андрейта.

В левой части Тоннеля через Юриков грот узкий проход, круто опускающийся на глубину 15 м, ведет в грот Смерти, который заполнен CO_2 . Выделение углекислого газа происходит здесь более постоянно и на него не влияет барометрическое давление. В самом низком месте дна грота Смерти имеется минеральное озеро, которое затопило два широких гейзерных сталагмита. Тонкие пленки кальцита, цементирующие зерна охры, плавают на поверхности озера. Потолок и стены покрыты клеткообразными налетами туфов, луковичеобразными друзами арагонита. Пещера нагревается газом.

После выступа Куртина пещера становится уже, но высота ее увеличивается в ю.-з. направлении. Углекислая вода, просачивающаяся сверху, корродирует стены, а в некоторых местах сохранились следы своеобразной последовательности отложения Збрашовских минералов — охры, вада, арагонита или молодого кальцита. От потолка поднимаются высокие трубообразные трещины. В этом конце Юрикова грота есть большая группа красивых гейзерных сталагмитов, расположенных двумя рядами и до определенного уровня перекрытых туфом. Они называются Турецким кладбищем (рис. 106). Ниже туфа имеется вход в маленький грот, называемый «У крокодила». В нем есть большие и широкие гейзерные сталагмиты высотой 195 см (рис. 103). Последовательность отложений обычная: охра, вад, арагонит, кальцит с правильным чередованием тонких слоев вада. Она лучше всего демонстрирует рост туфовых слоев, который ясно виден в легко разрушаемых туфах, покрывающих породы внутри грота.

Посетители пещеры используют для своего возвращения несколько путей.

Повернув влево позади грота Заседаний, они попадают в лабиринт поперечных проходов и залов с.-з.-ю.-в. направления. Это три грота: Веселый, Мраморный и Безымянный. Они имеют на дне газовые озера, а на выступе в конце Мраморного грота находится очень маленький водопад. Потолки этих второстепенных проходов покрыты туфами, в основании которых ясно видны нижние части гейзерных сталагмитов, которые полы или заполнены туфом.



Рис. 103. Грот «У крокодила» в Збрашовской пещере. Вверху — нижние части гейзерных сталагмитов. Внизу — проход в девонских известняках

Источники углекислой минеральной воды. В известняках. Границко-Збрашовского карстового района природная углекислая вода изливается на поверхность, особенно по левому берегу р. Бечвы. В прошедшие геологические эпохи ее выходы были более бурными, а дебит значительно большим, чем в настоящее время. Сейчас эти воды активно действуют только до уровня р. Бечвы. В некарстующихся породах кульма термальные воды и газ не встречены. Следы былой деятельности одного из выходов термальных вод видны в арагонитовон пещере в Збрашове. Сейчас минеральные воды, поднимающиеся из известняков, поступают в аллювий и русло реки. Изливающиеся воды использовались с конца 12-го столетия путем сооружения копанных водоемов в аллювии. Они создали известность курорту Теплице, расположенному на левом берегу р. Бечвы, в заповеднике Збрашовской пещеры.

Теперь чистые минеральные воды, имеющие температуру 22—23°, добывают в

известняках двумя скважинами глубиной 60 и 143 м. Анализ, произведенный в 1932 г. В. Веселым, показал следующий состав минеральной воды Теплице.

	мг/л
Ca	520,8
Mg	57,4
Fe	следы
Cl	42,8
SO ₄	8,7
HCO ₃	2000
CO ₂ (всего)	3569
CO ₂ в том числе свободная	2126
Сухой остаток при t=130°	1700
Объем свободной CO ₂	35—43 %.

Термальные углекислые воды относятся к гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации. Щелочные минеральные воды Теплице применяются при лечении болезней кровообращения, нервной системы, почек и гинекологических.

Выше уровня Бечвы в настоящее время нет источников. Эти минеральные воды перестали изливаться на Збрашовской площади и в пещерах, расположенных выше уровня р. Бечвы. Теплая углекислая вода озер, газирующая углекислым газом, — поверхностного происхождения.

Во время бурения в некоторых местах было замечено, что гладкие расширенные растворением трещины в известняках заполнены только протекающей или непроточной водой. В других местах трещины и щели полностью или частично заполнены лимонитом, а на глубине 21,9 м — песком, суглинком, речными гравийными отложениями. В источниках, расположенных выше дна р. Бечвы, минеральные воды, достигнув грунтовых, речных или других вод, разбавляются.

Углекислый газ в пещере. Термальные процессы обусловили проникновение в Збрашовскую пещеру углекислого газа и очень насыщенной им минеральной воды. CO₂ выделяется также на некотором расстоянии вокруг пещеры. Он поднимается к поверхности в ю.-в. части Збрашова, выделяется в виде пузырьков в воде озера в Провале и содержится в минеральной воде, которая сделала известным курорт Теплице над Бечвой.

Вода, содержащая углекислый газ, выходит из-под земли во многих местах в русле Бечвы. Минеральная вода содержит 35—43 % свободного CO₂. Объем углекислого газа, растворенного в минеральных водах, так же как и в газовых выходах, встречающихся по соседству с источниками, зависит от уровня воды в р. Бечве и уровня подземных вод. Его меньше, когда уровень воды повышается, и наоборот. С увеличением барометрического давления количество газа также уменьшается.

Вблизи Збрашова газ поднимается по поперечному сбросу с параллельными трещинами, которые проходят ю.-з. Збрашова через Теплице над Бечвой к центру г. Границы. Сброс пересекает Бечву трижды. Другие выделения газа — в озере Провала или в долине Марии — поднимаются вдоль зон нарушений, которые параллельны или перпендикулярны главному термальному сбросу. Газ в Збрашовской пещере выделяется по трещинам в известняке, который в значительной степени разрушен. Согласно А. Гомоле, поперечный сброс имеет варисский возраст, но был омоложен в неогене. Первоначальные выделения CO₂ сильно различались по количеству в соответствии с характером путей выделения. Несколько выходов CO₂ открывалось в Збрашовской пещере. Газ, будучи более тяжелым, чем воздух, наполнял некоторые наиболее глубокие понижения в пещере и продолжал накапливаться, образовав здесь 8 горячих постоянных газовых озер в гротах: Смерти, Тоннель, Шпромота, Купели, Галашов, Заседаний и Безымянном.

Помимо указанных восьми постоянных газовых озер, газ время от времени наполняет также и другие участки пещеры. Газовые озера не связаны одно с другим. Вероятно, имеется несколько независимых выходов газа различного дебита. Наиболее высоко лежащее озеро расположено в гроте Смерти (255 м над у. м.),

наиболее низкое — в Безымянном гроте (247 м над у. м.). Максимальная разница в уровнях поверхности газовых озер 8 м.

Углекислый газ распространен в воздухе, частично поглощается потоками воды, частично уносится сквозняками и постоянно перемещается от места выхода. Количество поступающего снизу газа относительно невелико. В нескольких местах скопления CO_2 над поверхностью газовых озер четко обособлены от воздуха в пещере. В других происходит смешение CO_2 с воздухом и образуется слой около 0,5 м толщины. При наличии тяги воздуха толщина смешанного слоя может достигать 2 м. Поверхность скопления углекислого газа опускается, когда возрастает атмосферное давление, и наоборот. Уровень поверхности его изменяется и в течение года, поднимаясь в западных частях пещеры летом, а в восточных частях зимой. Бывают и исключения. Так, в 1926 г. во время грозы и ливня, когда барометрическое давление было 732 мм, не было CO_2 над наибольшим из газовых озер в Тоннеле. Имелась возможность спуститься к нему даже при давлении 772 мм.

Простейший способ определения поверхности CO_2 — по погасанию горящей свечи. В смешанном слое пламя становится слабее, потом становится красным и наконец потухнет,egasимое невидимым газом.

Углекислый газ вызывает очень неприятную зудящую теплоту, ползущую по коже снизу: дыхание становится затрудненным, во рту появляется кислый вкус, раздражены ноздри, глаза начинают слезиться, сердце учащенно бьется — наступает усиленное потоотделение и чувство слабости. После нескольких вдохов — обморок и смерть от удушья. Когда концентрация CO_2 велика, достаточно одного глотка, и человек лишается сознания. В газовых озерах было установлено до 1—5% CO_2 , а в воздухе — до 36%. Выделение CO_2 приносит тепло в пещеру. Температура её 12—16° обусловлена газом. Большие концентрации газа повышают температуру до 16°,5. Она была бы выше, если бы не сквозняки. В пещере средняя температура составляет 13—15° и изменяется соответственно на сквозняках. Температура газа, по замерам И. Хромы, достигала 24°, а при бурении в окрестностях курорта Теплице температура в скважине была около 25°.

И. Хромы отметил выделение в пещере сероводорода. Во время проявления фотопластинок он открыл, что пластинки более или менее завуалированы в соответствии с содержанием газа в воздухе. Это было вызвано присутствием радона. Радиоактивность газа составляет 4,6 единиц Махе.

Минералогия пещеры. Лимонит, или железная охра, первым выпадает из углекислой воды. Он рыхлый, коричневого цвета, слоистый и содержит в небольших количествах Са, Mg, Al, Si. Последний в форме кремнистого геля. Охра рыхлая, чешуйчатая, принесенная минеральной водой, откладывается в спокойных местах дна. В западной части пещеры ее мощность более 10 м.

После охры в небольших количествах осаждается вад, или землистый псиломелан. Формула его $\text{MnO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, по другим данным $n\text{MnO} \cdot \text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Она точно не установлена. Вад рыхлый, сажисто-черный в форме порошка или комков, иногда в виде дендритов на известняке. Отложения его образуют тонкие слои переменной мощности. Появление вада отмечено после осаждения охры и в начале выделения кальцита. Иногда охра может появиться вновь, образуя тонкие черные слои в основании кальцитовых отложений, в туфах или гейзерных сталагмитах. В кристаллических округлых агрегатах, именуемых чехами коблиги (клетки) он образует радиально-сферические формы.

Возникая там, где встречаются отложения охры и известняка, вад больше откладывается в конце осаждения охры (грот Заседаний), иногда в начале отложения кальцита (гроты Прокопов, У крокодила). Вад в виде черных прослоек в кальците образует черный и белый карбонатный оникс, который в гроте «У крокодила» имеет мощность до 16—30 см.

Если охра заполняет нижние части пещер, то вад не привязан морфологически. Мы можем найти тонкий покров вада на стенах, в основании туфа, в коблигах.

Карбонат кальция образует кратерообразные отложения вокруг источников, напоминающие травертиновые или гейзерные конусы. Конусы превращаются в гейзерные сталагмиты, которые будут описаны далее. Вокруг источника из минеральной воды, переливающейся через конус, образуются слои известкового туфа

мощностью до 1,5 м. В некоторых гротах они достигают такой мощности, что гейзерные сталагмиты постепенно скрываются под ними и становятся видны, только в случае, если туфы разрушены. Когда основа туфов из охры смыта, можно видеть, как нижняя часть туфов пронизана вертикальными каналами, служившими прежде путями для минеральной воды, а затем игравшими роль каналов в гейзерных сталагмитах. Мы встречаем это в гротах Прокоповом, Веселом и на Турецком кладбище.

Арагонит, или ромбический карбонат кальция, встречается в пещере в двух формах. 1. В форме геликтитов или кустиков арагонита и эрцбергита. Большие арагонитовые друзы найдены на потолке в гроте «У озера». Маленькие волокна — в гротах Юриковом, Галашовом и Мраморном. 2. Он встречается и в виде антодитов, образующих красивые арагонитовые друзы. Клинообразные выступы на потолке Юрикова грота, именуемые куртинами, усыпаны блестящими друзами кристаллов арагонита иногда длиной до 10 см.

Образование арагонита стимулируется температурой. Он всегда встречается на участках, где теплый газ выделяется в щелочной среде в присутствии ионов магния. Теплый газ сам не способствует образованию арагонита. В пещере имеются наполненные газом пространства, где арагонита нет вообще.

Спектральные анализы, произведенные Я. Кашпаром, показали присутствие в арагоните Fe, Mg, Sr и Be. Наличие арагонитовых антодитов позволило И. Кунскому сравнивать Збрашовскую пещеру с Кристальными пещерами в штатах Юта, Миссури и Миссисипи (США).

В Збрашовской пещере в 1944 г. Я. Кашпаром открыт минерал, названный андреитом. Это аморфный натриево-магниевый-кальциевый силикат, содержащий, следы Fe, Sr, Li и Ba. Он встречается в форме белых грушевидных натеков на типичных кристаллах арагонита. Андреит и сейчас образуется соответственно температуре и в других условиях, являясь последним минералом Збрашовского парагенезиса. Он возникает при низкой температуре процесса минералообразования. Збрашовских пещер. Это последний член в серии: охра — вад — известняк (туфов) — арагонит — андреит. Открытие андреита на типичных арагонитовых кристаллах опровергает мнение Е. Михала, который считал, что арагонит в той части пещеры, которая открыта для публики, разложился и перешел в кальцит.

В Збрашовской пещере, благодаря необычным тепловым и геохимическим условиям, обычные карстовые сталактиты и сталагмиты возникают только как исключение. Группа больших сталактитов находится вблизи грота «У водопада» и на потолке Тоннеля. Наоборот, имеется большое число малых сталактитов и сталагмитов, выступающих всюду на потолке, стенах и полу. Они развивались позднее и встречаются в восточной части пещеры вблизи нового входа и в Юриковом гроте неподалеку от старого входа. Зеленая окраска мелких сталактитов грота Заседаний обусловлена малахитом.

Очень интересно осаждение карбоната кальция и лимонита в теплых озерах Збрашовской пещеры и возникновение кальцитовых пленок на их поверхности. Последние состоят из микроскопических кристаллов кальцита, рассеянных на поверхности озера и образующих плавающие острова. При испарении на поверхности озера растет концентрация растворенного CaCO_3 . Образованию кальцитовых пленок способствуют и пузырьки CO_2 , выделяющиеся из воды. Вместе с кальцитом из воды озер осаждается и лимонит. Группы кристаллов кальцита во время своего роста захватывают лимонит и создают сетку коричневых прожилок. Когда пленка начинает формироваться, группы кристаллов кальцита гладки в верхней части, а на нижней поверхности они покрыты круглыми отрицательными ромбоэдрами арагонита или крошечными сталактитами. Следовательно, их происхождение такое же, как и в обычных холодных насыщенных известью карстовых озерах. Быстрое развитие кальцитовых пленок на поверхности Збрашовских озер, по сравнению с другими пещерами, обусловлено высокой температурой озерной воды и ее остыванием. Образование кальцитовых пленок продолжалось в течение первого периода карбонатного осаждения.

Выше водной поверхности озер стены пещер покрыты изолированными ромбоэдрами кальцита или растущими вместе в форме розетки, которые выкристаллизовались из озерной воды. Они видны и в местах ранее затопленных озерной

водой. В нижних участках пещеры, куда проникает теплый углекислый газ, стены покрыты арагонитовыми образованиями.

Гейзерные сталагмиты представляют отличительную особенность Збрашовской пещеры. Эти полые туфовые конусы образовались из поднимающейся вверх воды. Они растут в виде бугров вокруг горячих источников в результате осаждения. Так как эти формы напоминают конусы гейзеров Йеллоустонского парка, то были названы чехами гейзерными сталагмитами. Они были открыты впервые в Збрашовской пещере, а позже обнаружены в венгерских пещерах. Не исключена возможность, что ранее, когда источники Збрашова были еще сильнее, термальные воды перемещались по падению известняков, и гейзерные сталагмиты возникали и за пределами пещеры. О былой эффективной растворяющей деятельности горячих вод можно судить по цилиндрическим углублениям, промытым в стенах грота Заседаний.

В Збрашовской пещере имеются автохтонные сталагмиты, находящиеся на месте их образования. Есть и такие, которые при благоустройстве проходов передвинуты к местам более доступным для посетителей. Наиболее интересна группа автохтонных гейзерных сталагмитов — это так называемое «Турецкое кладбище» (рис. 106).

Автор наблюдал перемещенный гейзерный сталагмит высотой более 1 м, установленный в Тоннеле на дне газового озера. В канал его при помощи труб и электрической помпы подавалась вода из озера на дне грота Смерти. Она фонтанировала из кратера, демонстрируя деятельность источника, который был в пещере во время образования гейзерных сталагмитов.

Гейзерные сталагмиты встречаются в пещере на известняках пола гротов, на отложениях железистой охры на дне гротов, проходов и на туфовых слоях. Иногда они растут у стены. В других местах, например в гроте Смерти, они встречены на дне озера с минеральной водой. Нижнюю часть гейзерных сталагмитов можно исследовать в местах, где слои железистой охры, обычно образующие основание туфов или гейзерных сталагмитов, становятся тоньше или выклиниваются.

Гейзерные сталагмиты встречаются в пещерах на различных высотах. Наиболее низкое положение они занимают в гроте Смерти, где они встречаются ниже поверхности воды (245 м), наивысшее положение — на Турецком кладбище (257 м) и в Коблиговом гроте (258 м). Гейзерные сталагмиты приурочены к сбросу и к главной трещинной зоне. Они встречаются рядами, которые в некоторых местах, как сталагмиты Турецкого кладбища, параллельны.

Рассматривая форму и размеры гейзерных сталагмитов, необходимо учесть, что они могут иметь свое продолжение книзу в туфе, так как конус гейзерного сталагмита во время своего образования покрывался туфом, который обрастал его кругом. Иногда гейзерные сталагмиты совсем исчезают в туфе и не могут быть обнаружены до тех пор, пока туф не размоется.

Гейзерные сталагмиты представляют конусы с узким или широким колоколообразным основанием. Основания, которые были обследованы в кратерных рядах, связаны одно с другим. Диаметр их 7—50 см, а высота 2 м. Диаметр кратеров в верхней части изменяется от 2 до 16 см.

Основания гейзерных сталагмитов сливаются с лежащими горизонтально сингенетичными туфами различной мощности. Форма и размеры гейзерных сталагмитов зависят от их структуры, которая определяется генезисом, связанным упомянутой уже генетической последовательностью пещерных отложений. Различают три типа гейзерных сталагмитов.

1. Узкие конусы с гладкой поверхностью, сложенные плотными известняками с радиальной структурой.

2. Конусы с неровной поверхностью в основании, сложенные пористыми известняками с железистой охрой.

3. Широкие, относительно низкие конусы, очень грубого строения, состоящие как бы из сцементированных комков. Они были некоторое время под водой, в результате чего значительная часть известняка растворена.

На поверхности все гейзерные сталагмиты окрашены охрой в коричневый цвет. Сталагмиты первого типа содержат чистый белый известняк, в то время как во втором и третьем типах известняки различными примесями охры окрашены в

коричневый цвет. Некоторые гейзерные сталагмиты поднимаются бок о бок и имеют много общего в форме и строении. Другие значительно отличаются друг от друга.

Гейзерные охристые сталагмиты в гротах Заседаний и Коблиговом сравнительно малы и состоят из известняка с примесью железистой охры. Размеры четырех из них следующие (в см):

Диаметр основания	Высота конуса	Диаметр кратера
13	12	8
20	13	7
20	13	7
7	12	2

Только автохтонный гейзерный сталагмит в Коблиговом гроте состоит из известняка и поднимается на каменистом основании, пронизанном каналами с минеральной водой, что доказывалось мощными действующими выходами минеральных вод. Он расположен на участке, который выше на 3 м, чем основание других сталагмитов, и более молодого возраста. Его размеры следующие: диаметр основания — 40 см, высота конуса — 65 см, диаметр кратера — 10 см.

В Безымянном гроте на дне газового озера имеется два гейзерных сталагмита высотой около 50 см. Углекислый газ не дал возможности точно установить их размеры. У входа в Прокопов грот слой туфа имеет мощность 1,4 м. С обеих сторон он разрушен трещинами, через которые можно увидеть часть гейзерного сталагмита следующих размеров: диаметр основания — 22 см, высота конуса — 85 см, диаметр кратера — 7 см (рис. 104). Конус сложен чистым известняком и только

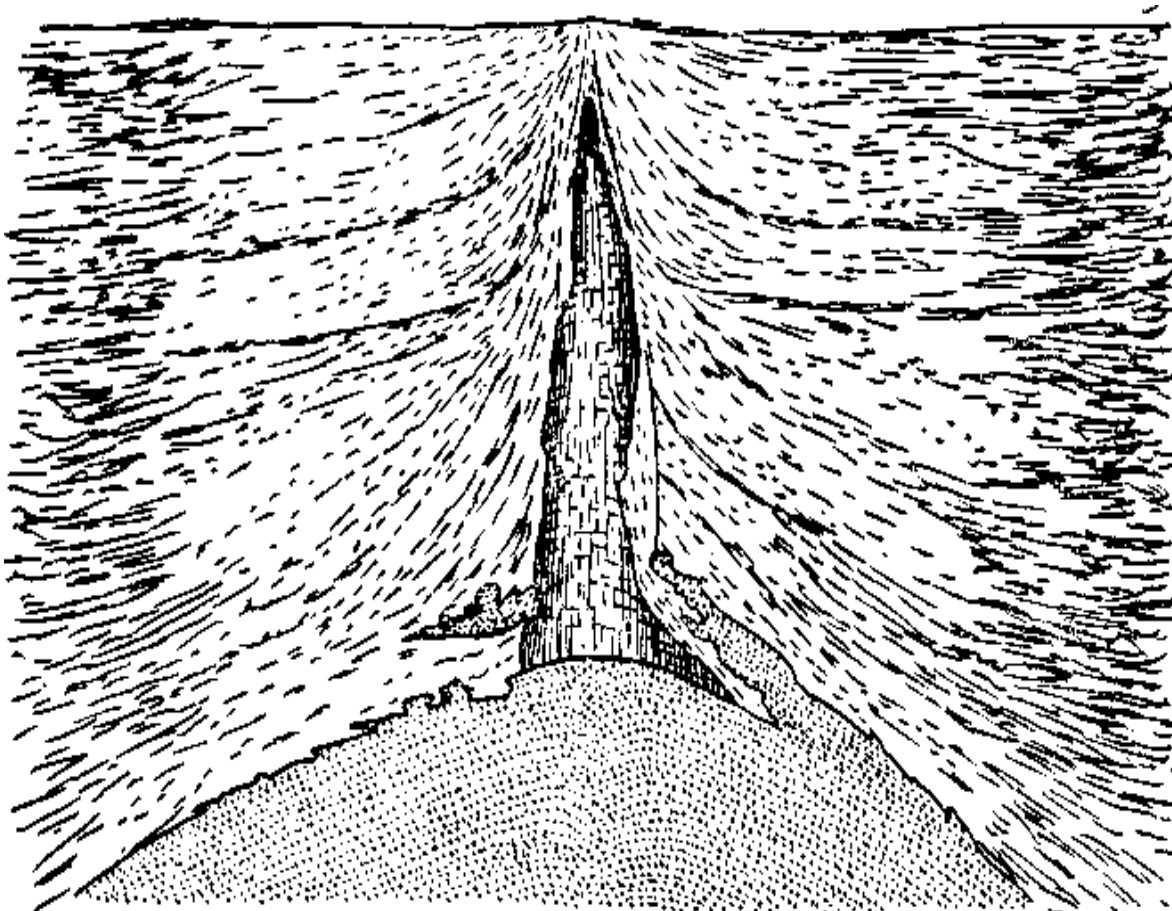


Рис. 104. Разрез гейзерного сталагмита в Прокоповом гроте, погребенного в результате накопления известняка (по И. Кунскому, 1957)

в нижних слоях видны красивые прослойки вада. В разрезе видна слоистость. Это доказывает, что конусы образовались обычным путем и выросли до указанных размеров. Затем уровень теплых минеральных вод поднялся и туф стал осаждаться вокруг конуса.

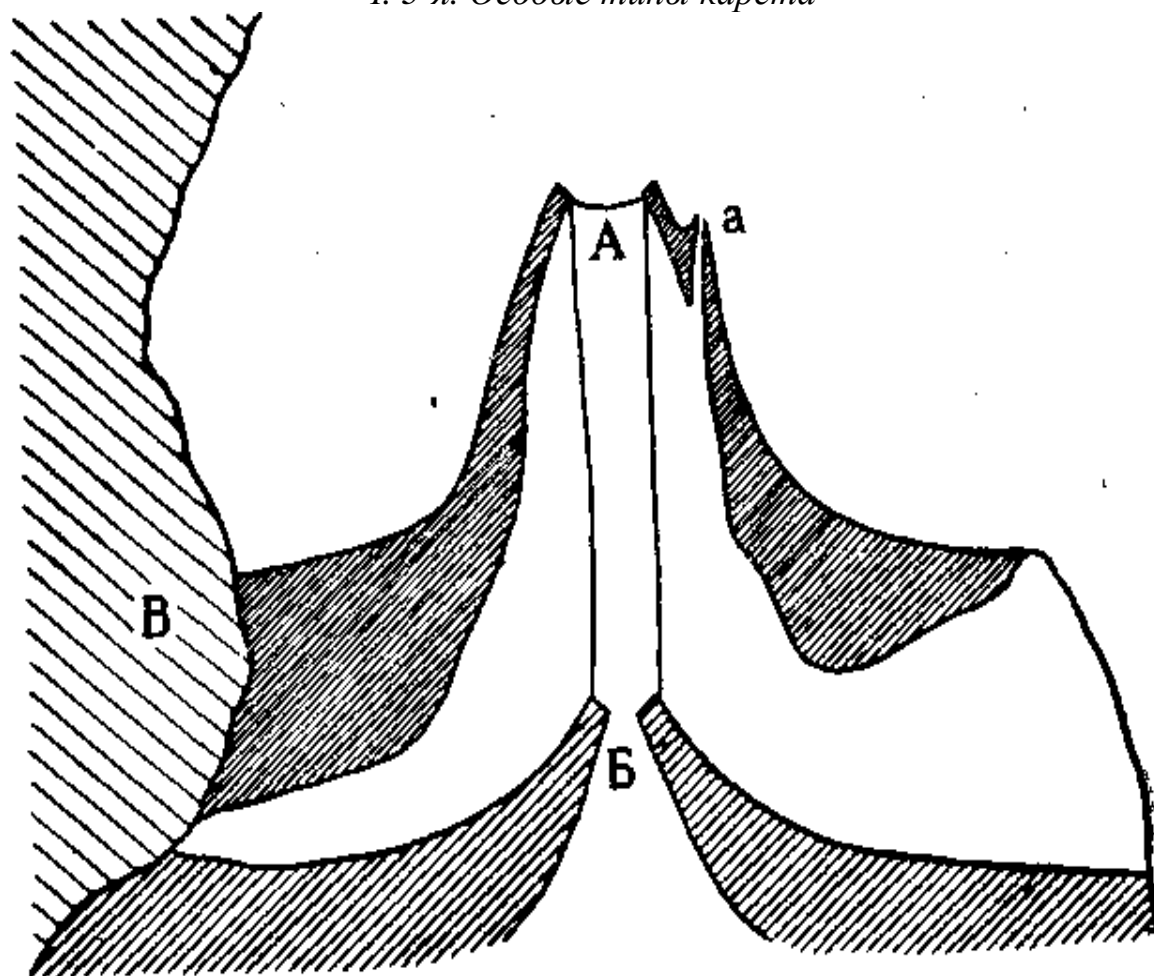


Рис. 105. Вертикальный разрез двойного гейзерного сталагмита перед входом в Юриков грот (по И. Кунскому, 1957) *А* — более древний конус с малым паразитическим кратером *а*; *Б* — более молодой конус; *В* — известняк стены пещеры

Вблизи входа в Юриков грот интересен сталагмит, состоящий из двух, расположенных друг над другом, конусов (рис. 105). Их размеры следующие:

Старый конус	38 см	65 см	16 см
Молодой конус	14 см	20 см	6 см
Расстояние между обоими кратерами 38 см.			

Гейзерные сталагмиты, называемые Турецким кладбищем, расположены в южной части Юрикова грота двумя параллельными рядами, которые развиты по трещинам сброса (рис. 106). Они поднимаются из слоя туфа, прорезанного каналами гейзерных сталагмитов, и имеют следующие размеры (в см):

	Высота	Длина вертикального канала	Диаметр кратера
Общее основание четырех конусов—60	11	41	5
	37	засорен	Округлый
	57	15	”
	13	засорен	”
Общее основание двух конусов—28	20	28	Округлый
	28	10	”
Общее основание двух конусов—34	12	засорен	5 см
	60	засорен	Округлый
и паразитического конуса—14	8	40	Округлый
	20	засорен	округлый

Самый большой гейзерный сталагмит Збрашовской пещеры находится в гроте «У крокодила». Его размеры: диаметр основания 15 см, центральный диаметр 23 см, высота 195 см, диаметр кратера 10 см. Гейзерные сталагмиты, расположенные ниже поверхности озера на дне грота Смерти, имеют высоту более 0,5 м, а их основание несколько больше диаметра. Они были затоплены после возникновения.

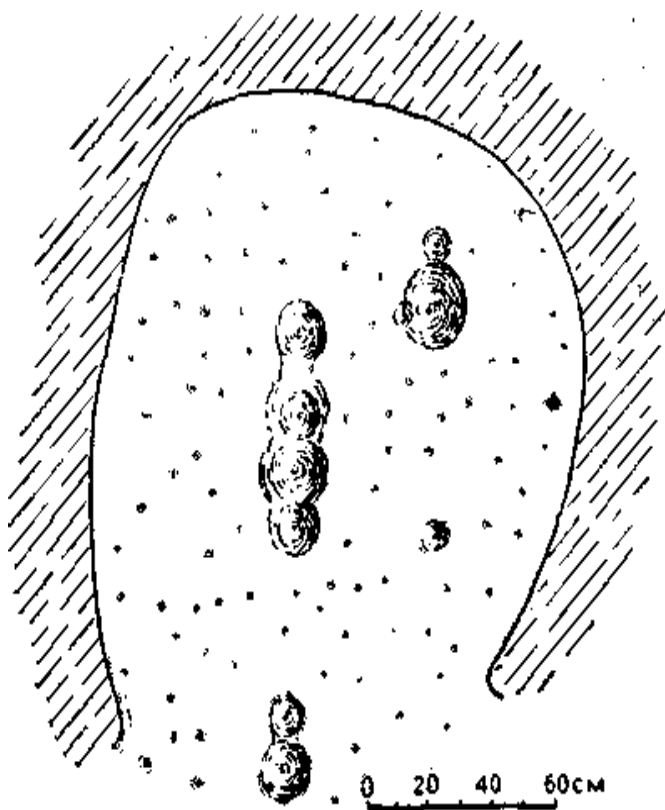


Рис. 106. Гейзерные сталагмиты Турецкое кладбище в южной части Юрикова грота (по И. Кунскому, 1957)

В верхней части гейзерных сталагмитов вертикальный канал обычно переходит в округлый кратер. Иногда часть кратерного возвышения растет более быстро и вызывает тем самым его асимметрию. Некоторые кратеры не в состоянии пропустить весь объем термальных вод и тогда на старом конусе образуется один или несколько новых. Гейзерный сталагмит вблизи входа в Юриков грот имеет два таких паразитических конуса. Когда канал кратера частично или полностью заполняется, то на этой же трещине рядом образуется новый конус. В гейзерные сталагмиты, расположенные на разрушенных туфах, термальные воды вносили вещество по вновь образованным поперечным каналам.

Некоторые конусы по бокам изобилуют отверстиями, поперечник которых такого же размера, как и у кратера. Они были образованы растворением, вероятно, обусловленным увеличением содержания CO_2 в воде. Колебания минерализации термальной воды такие же, как и у обычных карстовых вод, которые не только откладывают карбонат кальция, но и при уменьшении минерализации растворяют его.

Гейзерные сталагмиты — это одно из проявлений седиментации, развивающейся аналогично последовательности минерального осадконакопления в пещере. Они появляются в подвижной точке между аморфной и кристаллической фазами, а в виде исключения и среди пещерных осадков. Гейзерные сталагмиты возникли благодаря понижению температуры термальных вод, причем седиментация проходила начиная от охры-вада через известняк-арагонит к андрейту. Наблюдаются и отклонения, когда отложения охры переслаиваются с известняковым туфом. Это подтверждается и открытием гейзерных сталагмитов в охре.

Отложения гейзерных сталагмитов встречены вокруг выходов термальных вод, которые на пути вверх теряют CO_2 , а следовательно и растворяющую способность. Рыхлая железистая охра первой выпадает из минеральной воды, но не образует конусов. Она обычно бывает смыта при переливе воды. Остатки кратеров из охры быть может будут найдены на дне туфовых гейзерных сталагмитов, которые имеют выпуклые основания.

Конусы гейзерных сталагмитов начинают расти в момент выпадения кальцита из остывающей термальной воды, выделяющей в воздух CO_2 , и прекращения осаждения охры. В начале осаждения кальцита некоторое время из воды выпадает и охра. Она откладывается в виде комков и корочек или в форме пористых конгломератов. Известь при этом окрашена охрой в коричневый цвет. В этой фазе осаждения пористых конусов гейзерных сталагмитов, как и в вулканах, наблюдается периклинальное расположение слоев. Молодые верхние части гейзерных сталагмитов и на наружной их стороне более плотные. Сталагмиты этой первой стадии, низкие с широким основанием и неровной поверхностью, состоят из пористого известкового туфа. Эти формы иногда перекрыты охрой.

В следующей, более молодой стадии, осаждение охры прекращается и выпадает только известняк вместе с незначительным количеством вада. В гейзерных сталагмитах вад сохраняется во внутренних слоях известняка. Не содержащие охры чисто белые известняки образуют купола плотного вещества, которые позднее вырастают в тонкие сравнительно высокие гейзерные сталагмиты с узким основанием. Они более молодые, чем те, у которых широкое основание.

Современная форма гейзерных сталагмитов образовалась в результате полного или частичного растворения туфового известняка, частичного выщелачивания пористого вещества или при растворении термальной водой во время затопления. Каналы минеральных источников в рыхлой охре не сохранились. Они наблюдаются в подстилающих известняках пола пещеры. Известняки прорезаны глубокими каналами с гладкими стенами круглой и овальной формы диаметром 5—10 см. Направление каналов лишь частично прямолинейное.

Судя по расположению различных типов гейзерных сталагмитов и миграции минеральных источников, место образования этих конусов перемещалось в южном и юго-восточном направлении, где источники более молодые (Турецкое кладбище, грот Заседаний). В пространстве, наполненном CO_2 , нет новых гейзерных сталагмитов. Поэтому они образуются в настоящее время в нижних этажах пещеры. Следовательно, все автохтонные гейзерные сталагмиты возникли раньше в несколько иных условиях. И. Кунский считает, что они росли значительно быстрее, чем обычные сталагмиты в результате быстрого выпадения осадков из большого объема предельно насыщенной воды. По его мнению, все гейзерные сталагмиты приблизительно одного возраста, а различия в их размерах связаны с различным характером осадконакопления отдельных источников.

Малые пещеры. Кроме Збрашовской арагонитовой пещеры в этом районе известно еще более семи. Большая часть этих малых пещер не представляет интереса, так как они возникли в результате действия холодных вод. Исключение составляют гидротермокарстовые пещеры на холме Куча южнее Провала. Некоторые из них засыпаны или уничтожены при разработке известняка. Наибольшая имеет длину 90 м.

Збрашовский Провал находится на правом берегу р. Бечвы на высоте 308 м. Глубина его вместе с озером на дне 105 м. Вода озера насыщена пузырьками выделяющегося углекислого газа.

Провал имеет форму опрокинутой четырехгранной пирамиды с вертикальной северной стороной. Другие стороны сходятся к ней, составляя вершину пирамиды, которая расположена в северной части на дне озера. Северная вертикальная сторона имеет высоту 105 м. У подножья ее находится наиболее глубокая часть Провала. Погружение дна примерно параллельно падению пластов известняка. Нарушения, идущие вдоль пласта, и вертикальные нарушения образуют две основные поверхности, вдоль которых возник Провал.

Озеро площадью более 400 м² занимает все дно Провала. Поверхность его на глубине 74,5 м ниже края расположена примерно

на уровне р. Бечвы (238 м. выше ур. м.). Озеро в с.-з. конце Провала составляет одну десятую часть его площади на поверхности. В плане оно имеет форму неправильного пятиугольника, вытянутого с с.-з. на ю.-в. Амплитуда колебания уровня воды в озере 1,5 м. Так как берега озера обрывисты, то площадь его при этом мало изменяется. Наибольшая глубина около 37,5 м, длина 38 м, ширина 22 м, объем более 5000 м³, что составляет примерно одну двенадцатую часть объема всего Провала. Дно бассейна, как и склон Провала, наклонено приблизительно с ю.-в. на ю.-з. Оно является естественным продолжением дна Провала, наполненного водой до высоты 36 м. Наиболее глубокая часть озера представляет небольшую прямоугольную платформу, вытянутую с с.-з. на ю.-в.

Вода в озере темно-голубовато-зеленого цвета, прозрачная до глубины 12 м. Температура ее на поверхности озера изменяется от 15° до 12°, поэтому озеро никогда не замерзает. Температура поддерживается проходящим через воду углекислым газом, выделяющимся из продолговатой трещины, выше которой образовался Провал. По этой трещине разлома, вероятно, происходит и слабое поступление термальной воды. Озеро содержит теплую минеральную воду, постоянно насыщенную углекислым газом, и сходно с маленькими подземными водоемами Збрашовской пещеры (озеро Смерти). Летом выделения газа видны меньше. Я. Кашпар обнаружил повышенное содержание углекислого газа в воздухе вблизи поверхности озера.

В *Восточных Карпатах* в Словении известно около сорока районов с выходами термальных вод, обладающих температурой до 70° с суммарным дебитом около 600 л/сек. Воды, приуроченные к триасовым известнякам и доломитам, проявляются по молодым продольным и поперечным разломам и обусловлены неогеновым вулканизмом (O. Franco, 1965).

ВЕНГРИЯ

Наличие карбонатных толщ, пересеченных разломами, создало благоприятные условия для подъема термальных вод и образования гидротермокарста. Он известен в горах Буды, Пилиш, Мечек, Виллань, Бюкк.

На севере Дунантула находятся Дунантульские средневысотные горы. Это несколько массивов, разделенных поперечными разломами северо-западно-восточного простирания. Средняя ширина полосы 40 км, а средняя высота 500—600 м. Значительная часть гор Дунантульского среднегорья сложена известняками, доломитами и закарстована. Имеется и гидротермокарст.

Горы Буды со всех сторон ограничены разломами. Наиболее значительный из них проходит с севера на юг по берегу и руслу Дуная. Горы Буды также расчленены разломами, явившимися результатом тектонических движений, которые неоднократно повторялись

в мезозое и третичное время. Они являются наиболее расчлененными в Дунаутульском среднегорье. Горы Буды в середине третичного времени поднялись над уровнем моря и превратились в сушу.

В строении гор Буды принимают участие разнообразные породы. Основные массивы и наиболее высокие вершины сложены мезозойскими доломитами и известняками. Имеются и третичные известняки, мергели, песчаники, глины, а также плейстоценовые известковые туфы. Долины рек, котловины и более пологие склоны гор покрыты плащом плейстоценового лёсса.

В горах Буды, сложенных главным образом доломитами и известняками, карст довольно слабо развит. Это объясняют сильной расчлененностью рельефа и преобладанием доломитов. В результате своеобразного карстообразования на склонах, сложенных доломитами, скопился доломитовый песок, который используется. Обычный низкотемпературный карст за счет атмосферных осадков развит в известняках, где известны небольшие сухие и уже разрушенные пещеры. Примером могут служить пещеры Ремете и Хетйукжомбой. В доломитах карст проявляется в виде широко развитых сухих долин, пещер и крайне редких родников.

В закарстованных породах гор Буды в окрестностях г. Будапешта имеется много пещер, в которых в плиоцене происходили процессы, связанные с деятельностью термальных вод. Самые большие пещеры развиты преимущественно в нуммулитовых известняках и известковых мергелях, содержащих остатки мшанок. В них наблюдаются арагонит, барит, гипс, кальцит, гейзерит, образовавшиеся в результате выпадения минеральных веществ из термальных источников. Через пещеры, расположенные на уровне р. Дуная, и в настоящее время протекают мощные водотоки различной температуры, в которых термальные воды смешаны с карстовыми. Выходы термальных вод на поверхность наблюдаются по разломам, проходящим у подножья восточного склона гор Буды, на правом берегу Дуная или в его русле. Развитые по трещинам пещеры гидротермокарста по большей части находятся значительно выше уровня Дуная и совершенно сухи (L. Alföldi, 1965; L. Béltéky, 1964, 1965; J. Cziráky, L. Hegyessy, 1966; F. Horusitzky, 1956; S. Léczfalvy, 1964; S. Leél-Ossy, 1957; F. Papp, 1963; L. Szebényi, 1962).

Много гидротермокарстовых пещер в горах Буды в самом Будапеште. В венгерской столице известна Пальвельдская пещера, которая была вскрыта каменоломней в 1902 г. Пещера благоустроена и посетители осматривают ее, двигаясь по бетонным дорожкам. Вход в Пальвельдскую пещеру находится на высоте 111 м. Длина ходов ее 1200 м, глубина 90 м (рис. 107).

На Сепвельдской улице Будапешта на высоте 202 м находится вход в открытую в 1948 г. Матьяшхедьскую пещеру длиной 2310 м. Она состоит из узких труднопроходимых галерей и приурочена к эоценовым известнякам. В пещере есть подземное озеро, кристаллы

барита, кальцита и гипса (В. А. Михайлов, 1969; М. Bariss, 1954). Длиннейшая гидротермокарстовая Ференцхедьская пещера (рис. 108) с протяжением ходов 3000 м также находится в венгерской столице на Тёрёквесской улице (В. А. Михайлов, 1969). В Будапеште

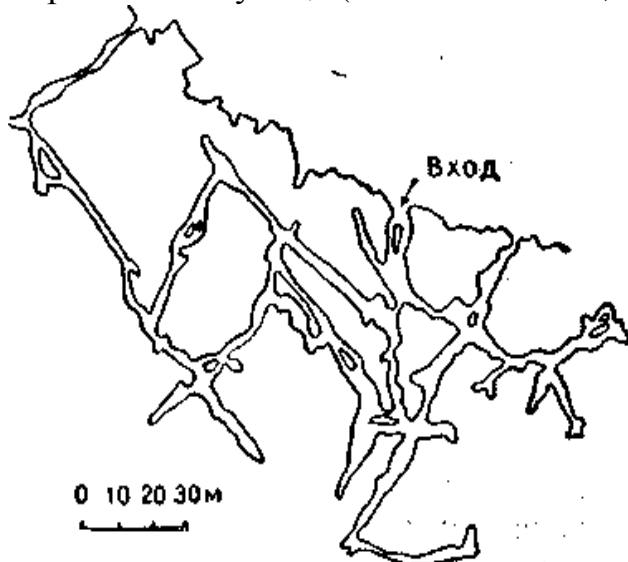


Рис. 107. Схематический план Пальвельдской пещеры в Будапеште (по Л. Якучу, 1963)

в Буде в каменоломне в 1930 г. была открыта гидротермокарстовая пещера Семлёхедь протяжением 1962 м. Она находится под домами венгерской столицы. Вход в нее удачно расположен вблизи автобусной остановки. Пещеру предполагают благоустроить для туризма.

Морфометрические данные этой пещеры следующие:

№ участка	Длина, м		Площадь, м ²		Объем, м ³
	Главный ход	Боковые ходы	Главный ход	Боковые ходы	
1	48,5	43,5	35	5	119
2	11,5	—	17	—	33
3	70,0	110,0	146	50	1242
4	132,0	148,0	237	145	792
5	, 150,0	280,0	326	130.	1500
6	230,0	72,0	195	47	511
7	137,0	68,0	139	42	390
8	99,5	64,0	162	28	238
9	30,5	42,5	43	10	149
10	65,0	24,5	37	24	80
11	106,0	29,5	63	21	706
Всего	1080	882	1400	500	5760 м ³
1962 м		1900 м ²			

Спелеолог-картограф Янош Хорват с сотрудниками в 1961—62 гг. составили план пещеры в масштабе 1:100 с 150-ю продольными и поперечными профилями. После схематизации, многократного уменьшения он приведен на рис. 109.

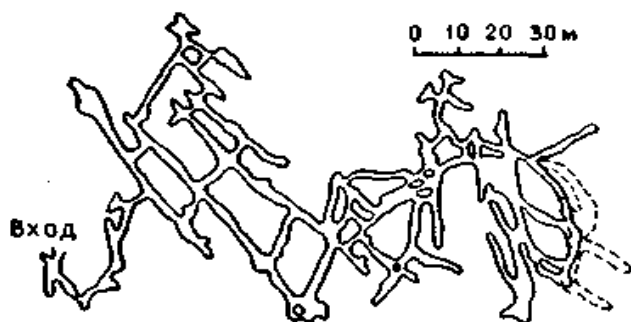


Рис. 108. Схематический план Ференцхедьской пещеры в Будапеште (по Л. Якучу, 1963)

Площадь пещеры 1900 м^2 при объеме 5760 м^3 . Это дает среднюю ширину около 1 м и среднюю высоту около 3 м. Этим объясняется сравнительно небольшой объем пещеры Семлехедь (J. Horváth, 1965).

На правом берегу Дуная в Будапеште давно известна пещера горы Геллерт, приуроченная к брекчии, залегающей на доломитах. В этой пещере длиной 54 м создана режимная станция. В большом гроте пещеры буровой скважиной вскрыта вода с температурой 40° . Установленные в пещере приборы ведут автоматическую запись измерений уровня, температуры и концентрации ионов в термальной воде. Непрерывно измеряются давление воздуха, температура воздуха и горных пород в пещере (Н. Kessler, 1965). В последнее время из пещеры пройдена искусственная шахта, вскрывшая новый нижний ярус пещеры, где имеются в первозданном нетронутom состоянии гидротермальные отложения.

В. Панош (V. Panos, 1960 а, б; 1961) обследовал самые значительные пещеры гор Буды: Пальвельдь, Ференцхедь, Матьяшхедь, Семлехедь и другие. В пещере Семлехедь В. Панош впервые обнаружил малахит, который является одним из продуктов выветривания минералов, принесенных в свое время термальными водами. В этой пещере, по данным Г. Денеш (G. Denes, 1958), в 1957 г. производилась расчистка. В результате были открыты обширные залы с арагонитовыми, кальцитовыми, баритовыми и гипсовыми образованиями. В одном гроте красная глыба, имеющая поперечник более 0,5 м, покрыта белым арагонитом и красными жилами. Она названа Сердцем Земли. Общая длина вновь открытого участка превышает 100 м.

Наряду с обычными формами термальной коррозии и вторичного выпадения осадка, В. Панош обнаружил в пещерах сталагмиты, образовавшиеся в результате отложения минерального вещества из гейзеров. До этого такие сталагмиты были известны лишь в Збрашовекой арагонитовой пещере (Чехословакия). В пещерах гор Буды

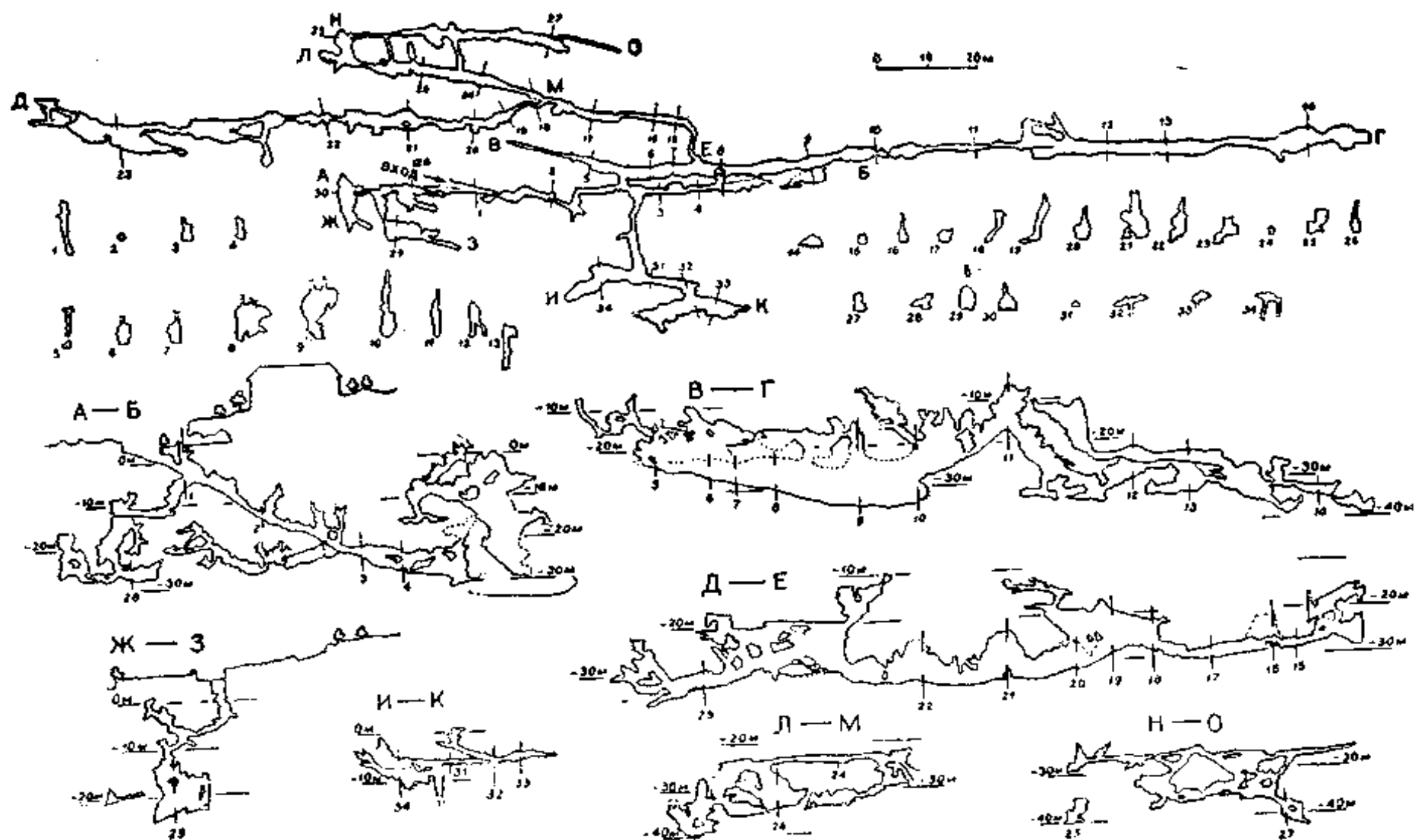


Рис. 109. План и профили пещеры Семлёхедь в Будапеште (по Я. Хорвагу, 1965)

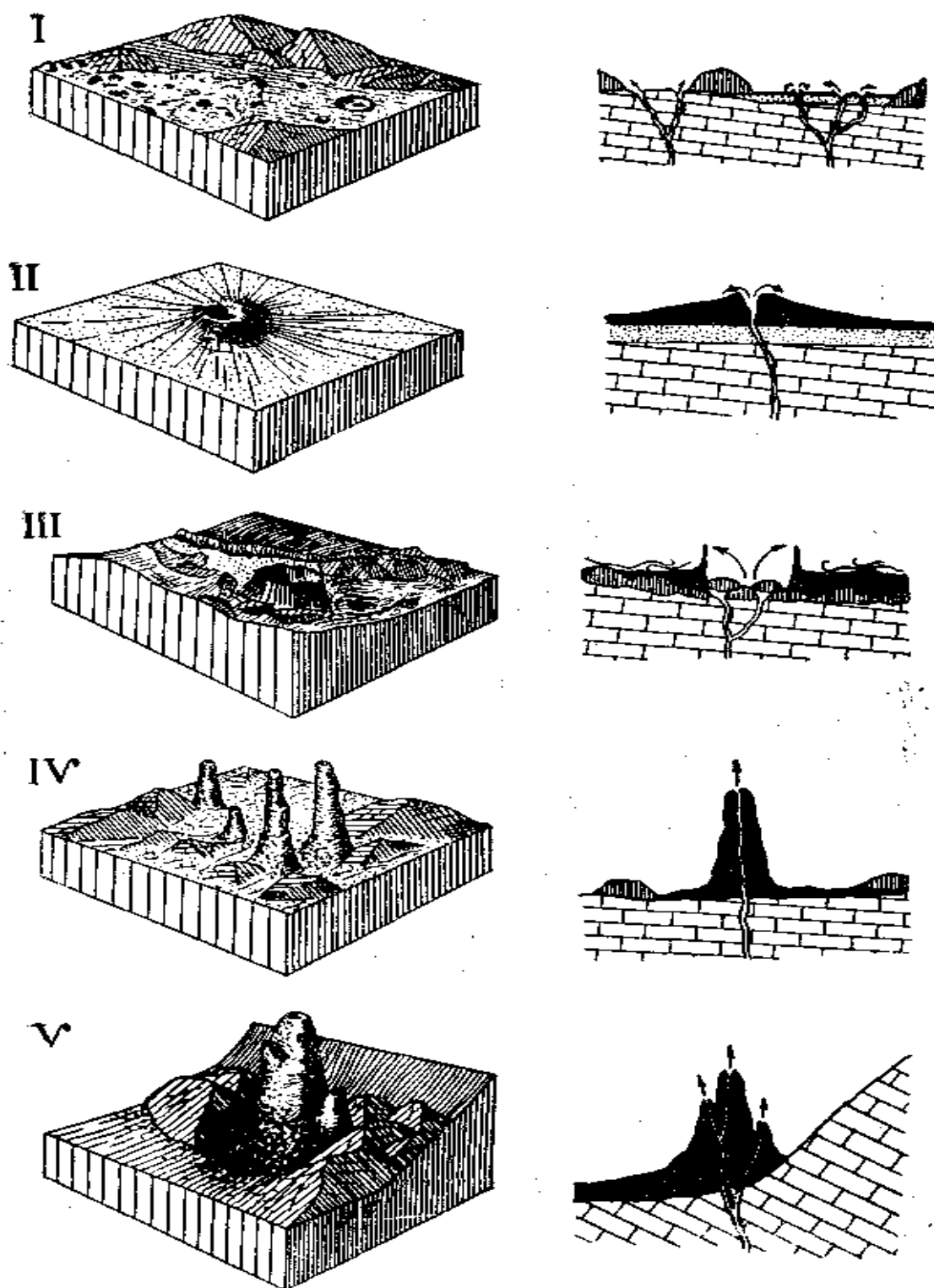


Рис. 110. Типы гейзерных сталагмитов гидротермокарстовых пещер в Венгрии (по В. Паношу, 1961): I — плоские формы с кратером; II — низкие конусы; III — усеченные конусы из гипса; IV — высокие конусы; V — сложные сталагмиты

сталагмиты состоят главным образом из чистого кальцита, арагонита и гипса.

По облику, строению и структуре гейзерные сталагмиты можно разделить на пять основных типов. Преобладающей формой являются низкие и тонкие натежные образования в виде колец вокруг кратеров каналов термальных источников (рис. 110, I). Высота их обычно несколько миллиметров, максимум 1 см. В. Панош предполагает, что они возникли там, где минеральные воды вытекали в очень малом количестве, были мало минерализованы или холодны. Вода попадала в миниатюрное озерко, окаймленное родниковым валом. Некоторые подводящие каналы имеют до 10 см в поперечнике. Они наблюдались в пещере Семлёхедь. В других пещерах гор Буды устья каналов находятся прямо в известняках пола, и вода вытекала в пещеру без отложения карбонатов. В. Панош считает, что возможно три предположения относительно образования каналов, не обрамленных гейзерными отложениями. Во-первых вода могла быть агрессивной и не способной откладывать материал, а только растворять. Вторая возможная причина — слабая минерализация и малая температура воды, при которой не возникал родниковый вал; третья — отложения родников могли быть впоследствии растворены вытекающей агрессивной водой.

Второй тип гейзерных сталагмитов представлен кратерами, переходящими в полого наклоненные бока натежных низких конусов, образовавшихся на полу пещеры (рис. 110, II). Он возник при малом поступлении термальной воды, которая от устья канала растекалась во все стороны.

К третьему типу относятся гипсовые сталагмиты, развитые большей частью на каменистых осыпях на полу пещеры, куда снизу проникали термальные воды. Имея высоту 10—30 см, они похожи на широкие усеченные конусы небольших вулканов (рис. 110, III). Вокруг них обычно находятся различно изогнутые тонкие пористые озерные пленки, которые когда-то плавали на поверхности маленьких озер, окружавших сталагмиты. Сталагмиты третьего типа и озерные пленки сложены хрупким пористым гипсом белого цвета. Они обнаружены в пещере Семлёхедь и ранее в Збрашовской арагонитовой.

Четвертый тип сталагмитов представлен стройными конусами высотой 30—60 см с узкими трубкообразными каналами источников. По виду они очень похожи на обычные сталагмиты пещер, где не было гидротермальных процессов (рис. 110, IV) и сложены чистым кальцитом или арагонитом. В. Панош предполагает, что эти конусы возникли на месте выхода малых, но очень сильно минерализованных источников, вода которых поступала под давлением. Вокруг источника образовался родниковый вал, который рос в высоту. Из разбрызгивающейся воды возникли более низкие конусы.

К пятому типу относятся неправильные разветвленные кучевидные образования высотой до 130 см, состоящие из чистого кальцита радиальной структуры. Кроме выводящего канала главного кратера

наблюдается еще один или несколько второстепенных, у устьев которых на теле главного сталагмита образуются паразитические (рис. 110, V). В нижней части конусы обычно покрыты пизолитами арагонита. Арагонит часто наблюдается и в выводных каналах. Некоторые конусы покрыты крепкой оболочкой, которая возникла при затоплении сталагмитов. Вероятно, эти наводнения не были продолжительными, так как иначе конусы были бы растворены.

Находка, сделанная В. Паношем в горах Буды, представляет значительный интерес. Она показывает, что своеобразные гейзерные сталагмиты существуют не только в Збрашовской аралонитовой пещере, а, по-видимому, являются одной из форм выпадения химических веществ из сильно минерализованных термальных вод, проникающих в подземные полости. Возможно, они будут обнаружены и в других областях. Задача спелеологов всего мира открыть еще новые пещеры гидротермокарста, как с гейзерными сталагмитами, так и с другими специфическими образованиями. Изучение их будет способствовать более глубокому пониманию происхождения гидротермальных месторождений полезных ископаемых.



Рис. 111. Схема пещеры Шаторкёпуста в Венгрии (по Л. Якучу, 1963): 1 — проекция каминов; 2 — открытые участки пещеры; 3 — гипсовые и арагонитовые колонны; 4 — места соединения полостей, находящихся на разных уровнях

Горы *Пилиш*, имеющие, как и горы Буды, глыбовое строение, сложены, главным образом, известняками и харшхёбскими песчаниками. Вследствие широкого развития известняков карст здесь больше развит, чем в горах Буды. В горах Пилиш до двадцати гидротермокарстовых пещер, расположенных в центральной и западной частях. Наиболее крупные полости находятся на западных

склонах гор. Это пещеры Легень (Юноша) длиной 350 м, глубиной 60 м и Леань (Девушка) протяжением 200 м и глубиной 40 м (S. Leél-Ossy, 1953; В. А. Михайлов, 1969).

Вблизи Дорога (Надьстраж) находится одна из весьма характерных гидротермокарстовых пещер Шаторкёпуста (рис. 111). На высоте 255 м в обрыве находится металлическая входная дверь. На глубине 40 м от входа расположен зал каменных цветов, имеющий длину 34 м, ширину 27 м с причудливой арагонитовой колонной высотой 8 м. В пещере развиты вертикальные разветвляющиеся полости, которые заканчиваются шаровидными расширениями, не встречающимися в обычном карсте (рис. 112). Из отложений пещеры

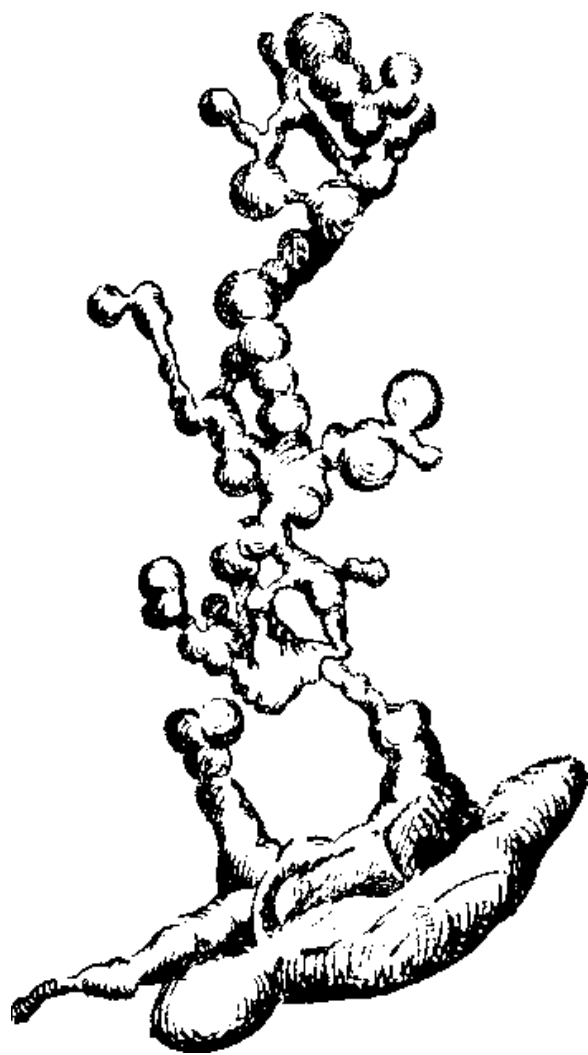


Рис. 112. Модель гидротермокарстовой пещеры Шаторкёпуста в Венгрии (по Л. Якучу, 1963)

необходимо отметить игольчатый арагонит, различной формы гипсовые образования в виде антодитов, шаровые образования, отложения кальцита и горного молока. В 1962 г. на юго-западном склоне той же горы открыта новая пещера Уйшаторкёпуста. Спиралевидный участок пещеры длиной 42 м имеет несколько небольших гротов с белоснежной драпировкой арагонитовых кружев.

В 0,5 км от Шаторкёпусты в известняковом карьере у горы Кишстражхедь открыта шахтообразная пещера глубиной 47 м, заканчивающаяся

вверху закопченным куполом. Поперечное сечение пещеры 6 м на 0,6—1,2 м. При разработке известняка был вскрыт боковой участок этой пещеры. На глубине 18 м от входа карниз весь покрыт натеками арагонита.

В юго-восточной части гор Пилиш находятся горы Кевели с наивысшей точкой Надькевей высотой 535 м. Они сложены триасовыми доломитами и известняками, нуммулитовыми известняками эоцена и песчаниками олигоцена. Разбитые в меловое и третичное время на отдельные глыбы, в конце плиоцена они были приподняты. При этом наблюдается асимметричное строение глыб. Южная их сторона круче северной. Наблюдаются плоские вершины, крутые склоны, асимметричные долины и высоко расположенные сухие пещеры. Карст возник в результате деятельности термальных вод. Описано 16 пещер, в трех из которых есть арагонит (S. Leél-Ossy, 1952, 1958). В горах Герече около двадцати гидротермокарстовых пещер. Наибольшей длиной обладает пещера Писнице протяжением 240 м, расположенная на высоте 458 м. Длина остальных пещер (Янковича, Эречкё, Польская и др.) — 25—40 м (В. А. Михайлов, 1969).

В с. Тапольца (Прибалатонье) в сарматских известняках находится пещерное озеро длиной 340 м, температура воды которого 18—23° (В. А. Михайлов, 1969).

Гора Насай является одной из известняковых глыбовых гор севернее города Вац, находящегося на север от Будапешта. Она сложена верхнетриасовыми дахштайнскими известняками и, местами, доломитами. На горе развиты карстовые явления, в виде небольших конусообразных воронок; имеются карстовые шахты и пещеры. Различают три карстовых участка. На двух из них — юго-западном и северо-восточном — развит гидротермокарст. На первом участке наибольшая пещера — Пинцеволш, а на втором — Наснен (Т. Ganti, 1957).

Горы Бюкк сложены сильно смятыми и раздробленными тектоническими нарушениями мезозойскими известняками. На палеозойских породах, выходящих на поверхность только по краям плато, залегает мощная толща известняков. Иногда в более низких частях имеются выходы третичных осадочных пород. По южной и восточной окраинам распространены рыхлые туфовые образования (Мишкольцкая Аваш). Возвышенность Бюкк имеет характер плато. Средняя высота его превосходит 800 м, протяженность 20 и ширина 5—6 км. По окраинам, а местами и во внутренних частях вдоль сбросов, склоны долин обрываются крутыми скалистыми уступами. У южного подножья плато Бюкк вдоль разлома выходит на поверхность много *теплых источников*: Кач, Эгер, Фельшётаркань, Гёрём-бей-Тапольца, воды которых смешаны с карстовыми (Д. Маркош и др., 1954). На юго-восточном склоне плато Бюкк находятся гидротермокарстовые пещеры. Наиболее значительная пещера Иштвана длиной 340 м отличается натечным круженным бордюром. К этому же типу относится пещера Салета с трехугольным входом и грот

Шубайук. К югу от Мишкольца расположена пещера Мишколец-Тапольца длиной 50 м, площадью 110 м². Она состоит из двух гротов высотой 15 м (В. А. Михайлов, 1969). В пещере за толстым стеклом можно видеть часть подземного грота, из которого бьет теплый источник. Воды озера глубиной 1,2 м с температурой 28—30° имеют повышенное содержание железа, меди и тяжелых металлов и используются для лечения подагры, ишиаса, заболеваний суставов (Г. А. Максимович, 1964).

Шарошпатак. Недавно получены данные о наличии гидротермокарста у подножья Земпленской вулканической гряды в районе Хедьялья, известной своими виноградниками, из которых изготавливают токайское вино. В районе г. Шарошпатак на р. Бодрог в д. Вэгардо по разлому с.-с.-з.—ю.-ю.-в. направления установлена линия термальных вод. Пробуренная в 1959 г. до глубины 287 м скважина Шп 5 на 224,6 м вошла в среднетриасовые известняки, по которым прошла 62,4 м. Была получена карстовая вода с температурой 46—47°, дебитом 2100 л/мин, статическим уровнем 13,9 м (G. Erhardt, 1962).

Горы Мечек представляют изолированный массив на юго-востоке Дунантула. На западе, севере и востоке трудно провести четкую границу, так как они постепенно переходят в холмистый район с более пологими формами рельефа. Южная граница по линии Печ-Печварад проходит весьма резко. Горы сравнительно невысоки: вершина Зенчёвар достигает 682 м, а вершина Мишинатетё — 534 м. Строение гор Мечек очень сложно. Наряду с разломами большую роль играет складчатость. Горы сложены среднетриасовыми известняками площадью 30 км², перекрывающими гранитные массивы палеозоя, которые на востоке выходят на поверхность в виде глыбы Морадь. В горных котловинах и на склонах развиты третичные осадочные породы, а более пологие склоны покрыты лёссом. Во внутренней части гор Мечек находится бальнеологический курорт Шиконда, базирующийся на вскрытых бурением термальных водах (P. Z. Szabo, 1958, 1960, 1961).

Горы Виллань расположены к югу от гор Мечек. Они сходны с последними, но значительно ниже и занимают гораздо меньшую площадь. Наиболее высокая точка их — 442 м. Горы сложены мезозойскими известняками и протягиваются с запада на восток на 25 км при ширине около 2 км. Карстовые явления развиты в известняках верхнего мала и нижнего мела, которые выходят на поверхность. Они были подвергнуты тропическому и субтропическому карсту. При этом возникли залежи боксита. Характерны пещеры, колодцы и воронки древнего карста, часто скрытые под более молодыми отложениями.

Пещера Мариадьюдь находится на высоте 100 м над окружающей низменностью и вскрыта каменоломней. Образована она термальными водами, поступавшими по разломам. Глубина ее 17 м, а общая длина 34 м. На горе Надьхарсани при разработке камня были вскрыты и уничтожены очень красивые пещеры гидротермокарста,

стены которых были покрыты кристаллами арагонита и натечками, возникшими из холодной воды.

В изолированном холме Беременд развиты колодцеобразные пещеры гидротермокарста. Одна из них имеет глубину 19 м и ширину 8 м на дне. Здесь имеется вода с температурой 26°, которую использует цементный завод Беременд. На вершине Беременд в понижениях открываются образованные гидротермокарстом колодцеобразные полости называемые Эрдеечуйк (Чертова дыра). Они заканчиваются на глубине 24 м и представляют остатки пещер. На дне их также находится вода с температурой 26°. Одна из пещер имеет ширину 30 м. В 1912 г. при разработке камня большая часть ее была засыпана.

В районе гор Виллань на р. Драве имеются *известковые коры*. П. З. Сабо предполагал, что это отложения термальных источников. Травертины образуются и в настоящее время. Особенно много их в западном предгорье Виллань в Харкани. Здесь находится одноименный термальный источник с температурой 63°. Вытекает он из двух скважин глубиной около 40 м, которые дают 1350 л/мин. Предполагается, что вода поступает с глубины 1600 м по разлому. В 1960 г. была пробурена еще одна скважина, и общий расход достиг 2000 л/мин (P. Z. Szabo, 1958, 1960, 1961; J. Cziráky, L. Hegyessy, 1966).

ЮГОСЛАВИЯ

Гидротермокарст установлен и для крупнейшего свинцово-цинкового месторождения Трепча третичного возраста, находящегося на юге Народной Республики Сербии, в Югославии. В районе месторождения развиты смятые в складки нижнепалеозойские и третичные отложения, которые осложнены разрывными нарушениями и прорваны интрузиями.

На нижнепалеозойских отложениях, представленных филлитами, сланцами, линзами мраморизированных известняков, кварцитами, с разрывом и резким угловым несогласием залегают третичные. Последние сложены вулканогенно-осадочными породами, смятыми в пологие складки с разрывными нарушениями северо-восточного простирания. В районе месторождения Трепча нижнепалеозойские отложения образуют синклинальную складку северо-западного простирания. Мраморизированные известняки на южном крыле этой структуры осложнены Трепчанской брахиантиклиналью второго порядка, которая является основным вместилищем руд.

На месторождении широко развиты карстовые полости, возникшие в результате воздействия подземных вод. Размер полостей достигает 13×8 м. Обычно они заполнены водой с температурой до 29—30°. Нередко стенки карстовых полостей выполнены рудой, а в отдельных случаях заполнены рудной брекчией обрушения. Большая

часть карстовых полостей развита по трещинам северо-восточного и северо-западного простираний.

В одной из полостей северо-восточного простирания в центральном рудном теле были обнаружены пластинчатые *сталактиты*, плотно приросшие к кровле. Поверхность сталактитов, так же как и внутренняя поверхность полости, была покрыта кристаллическим кальцитом. Пластины сталактитов были ориентированы перпендикулярно одна к другой и под косым углом — к горизонту. Обычные сталактиты же ориентированы перпендикулярно к горизонту. По мнению В. Н. Выдрина, такие два разных угла наклона нельзя объяснить тектоническими движениями.

Внутренняя часть сталактитов была сложена олигонитом (Mn, Fe) CO_3 и кварцем. Кварц минерализует тектоническую глину, находящуюся также в центральной части пластин сталактитов. В. Н. Выдрин рисует образование их так. До возникновения карстовых пустот известняки вдоль трещин с глиной были минерализованы кварцем и олигонитом. Затем последовало образование карстовых полостей. Часть их возникла под воздействием слабокислых гидротермальных растворов, которые, растворив известняки, вынесли карбонатный материал. Растворение не затронуло олигонит и кварц. Оруденение было более поздним процессом, за которым последовало отложение кальцита. Следовательно, образование карстовых полостей происходило в промежутках между предрудной и рудной стадиями минерализации (В. Н. Выдрин, 1958).

Месторождение Трепча является уникальным. Карстовые полости, которые В. Н. Выдрин называет фантастическими и красивыми, а также жеоды, инкрустированы кальцитом, родохрозитом, кристаллами марматита, галенита, пирротина, пирита, которые покрыты войлочными агрегатами плюмозита. Из 9 типов 8 являются метасоматическими залежами в известняках. Полости гидротермокарста лишь в отдельных случаях приобретают важное значение для локализации рудных залежей.

Несомненно, что гидротермокарстовые явления имеются и в других рудных и нерудных месторождениях.

БОЛГАРИЯ

В Болгарии в предгорьях Восточных Родоп, в околородопской палеогеновой тектонической зоне, в олигоценых отложениях наблюдается послеолигоценый гидротермальный палеокарст. Он развит в 1 км южнее с. Первомай (Езерово) в холме Пристойка на р. Каялийка в районе водохранилища.

По обоим берегам р. Каялийка вскрыты каверны, пещеры, стенки которых покрыты халцедоном и опалом с инкрустациями из кристаллов кварца. На правом берегу при расширении села были вскрыты малые пещеры. Эти пещеры разрабатывались для добывания

халцедона, применявшегося при изготовлении диканя¹. Фронт карьера, который действовал долгое время, имел ширину около 1000 м. Он углубился в берег на 20 м. В забое были вскрыты две веерообразные щели с множеством мелких разветвлений, в которых находились миндалины кварца. Кварц был окрашен по-разному — от прозрачного, светло-розового, молочного, сине-зеленого, кофейного до черного, причем преобладали темные цвета. Масса халцедона имела неодинаковую плотность. На многих участках он был плотный, стеклянный, а на некоторых ноздреват. На границе между олигоценовыми известняками и халцедоном наблюдается переходная землистая зона.

На левом берегу напротив карьера имеется пещера размером 0,8—0,5 м и глубиной 2 м. При раскопках над пещерой было вскрыто много каверн диаметром до 2 м с различной длиной. Общая ориентировка каверн и пещерных расширений радиальная. Вскрытый склон имеет ноздреватый вид, напоминая громадную губку. На стенках многих каверн имеются отложения халцедона. Подобный вид закарстовывания имеет известняк берегов до самого ложа реки. И тут известняк ноздреватый, с кавернами и пещерами. Но обычно карстовые формы заполнены в глубине красной глиной, а на границе с террасами — галькой и песком. Д. Вутов (1959) считает каверны и пещеры гидротермальными формами. Он основывается на том, что известняки с прослойками мергелей, покрывавшие нижележащие известняки, изолировали их от атмосферных осадков. Малая водосборная площадь также препятствовала карстованию. Не была установлена и связь между отдельными кавернами и пещерами или между современным базисом эрозии реки и карстом.

Д. Вутов считает, что подобные формы гидротермокарста возможны в других районах распространения палеогеновых эффузивов в околородопской палеогеновой тектонической зоне. Можно предполагать, что и другие подобные гидротермокарстовые формы собирали большое количество вод. Кварцевая инкрустация задержала развитие карстообразования, так как изолировала известняк от воды.

НЕКОТОРЫЕ ДРУГИЕ СТРАНЫ

В *Австрии* в 1855 г. при разработке верхнетриасовых известняков была открыта шахтообразная пещера Айзенштайн около Бад-Фишау (Нижняя Австрия) с известковым тестом и натечными образованиями. Высота над уровнем моря 379 м, общая длина 200 м. Пещера открыта для посещения с 1906 г., а с 1931 г. взята под охрану. Она привлекает своими тонкими острыми кристаллами. Расположена пещера на термальной линии (M. Vendel, 1962/1963) и на дне ее имеется термальная вода (Karst und Höhlen, 1954).

¹Примитивный прибор для молотьбы.

Г. Зальцер (H. Salzer, 1954) сообщает о Кристальной полупещере в юрских известняках около Бад Дейтш — Альтенбург (район Хайнбурга в Нижней Австрии) в саду Кауфмана и Имкерс Троян, открытой путем провала. Кристальный погреб имел несколько метров в поперечнике и содержал стеблевидные кристаллы известкового шпата длиной в дециметр. Пещера недоступна вследствие обвала.

В *Швейцарии* гидротермокарст был установлен в Альпах при проходке Симплонского тоннеля. Тоннель установил наличие надвигов и шарриажей. Здесь гнейсы лежат на триасовых доломитовых и известняковых мраморах, гипсах и ангидритах, триасовых и юрских сланцах. При проходке Симплонского тоннеля с северной стороны было встречено 142 родника, а с южной — 95, но более мощных. Наиболее значительные притоки наблюдались при проходке триасовых трещиноватых и закарстованных доломитовых, известняковых мраморов, а также гипсов. Среди карстовых источников встречались нисходящие холодные и восходящие горячие с температурой до 45°. В средней части тоннеля было одновременно встречено два родника: один холодный, а другой горячий. Поступающая из закарстованных толщ вода содержала значительное количество сульфатов. За год в тоннель поступало (по пересчету) не менее 10 000 м³ гипса (Ф. П. Саваренский, 1939).

В *Румынии* к гидротермокарсту относятся горячие сероводородные источники Бэиле-Геркулане (или Бэйле-Еркулане). Этот небольшой курорт, основанный в 105—106 гг. н.э., находится в карстовом районе гор Черна, на р. Черна, впадающей в Дунай. Горы сложены мезозойскими (средняя, нижняя юра и нижний мел) закарстованными известняками. В окрестностях курорта известно восемь (№ 484—491) пещер. Вытекающие по сбросам источники с температурой до 67° слабо радиоактивны и содержат 30—50 мг на литр H₂S (Бэиле-Геркулане, 1962; V. Corvin Papiu, A. Kizyk, 1958).

В западной части Румынской равнины водоносный горизонт триасовых известняков и доломитов в буровых скважинах показал дебит до 610 м³/сут. Вода с минерализацией 3 г/л на глубине 2700 м обладала температурой 120°, а на устье скважины — 87° (E. Liteanu, Gh. Vasilescu, C. Opran, 1965).

В азиатской части Турции пещера Екшису характеризуется температурой 24—32°. Имеется сернистый источник с водой, обладающей температурой 26°. На известняке стенок пещеры наблюдаются выцветы солей. Капли, падающие со свода, разъедают кожу и одежду. За исключением ледяной пещеры Бузлук, где температура — 1°, остальные обследованные пещеры обладают температурой у входа 21—23° и 13—18° в глубине. Влажность пещер 95—100 % (K. Lindberg, 1958).

В США в пустыне штата Невада в 110 км к западу от г. Лас-Вегас в зоне третичных тектонических нарушений находится пещера Девлз-Хоул. Она представляет отдельный пункт Национального памятника

Долины Смерти. В кембрийских известняках в расселине глубиной около 15 м находится грот, в котором имеется узкое озеро длиной около 20 м с температурой воды 34°. В озере на глубине 50 м живут небольшие рыбы рода *Cyprinodon*. Вблизи имеется колодцеобразная вертикальная пещера глубиной в 40 м, названная Девлз-Хоул-Кейв. Озерко на дне также имеет температуру 34°.

В штате Вирджиния озеро с теплой водой было обнаружено вблизи Хот-Спрингс. В пещере Уорм Ривер есть водоток, имеющий температуру 28° и дебит 2 л/сек. Относительная влажность воздуха достигает 100 %. Пещера представляет глубокую камеру — остаток куполообразного грота, свод которого обрушился. Ручеек вытекает из-под обломков на дне пещеры и затем выходит на поверхность (R. Gurnee, 1960).

Куба. В Западном полушарии гейзерные сталагмиты упоминаются в пещере Санто Томас (провинция Пинар дель Рио, Куба). В 1955 г. А. Н. Хименес в Лунном гроте и одном из проходов обнаружил 234 сталагмита высотой до 1,5 м, которые он принял за образованные восходящими термальными водами. У небольших гейзерных сталагмитов высотой до 30 см глубина кратера 40 см; у некоторых есть отверстия, описанные как «паразитические» кратеры. Как и в Збрашовской арагонитовой, в пещере Санто Томас в гроте со сталагмитами есть отложения лимонита; наблюдаются также отложения глины (A. N. Jiménez, 1962; F. J Vilhum, 1964).

Данные о гейзерных сталагмитах на Кубе попали уже даже в сводки (B. Geze, 1967, стр. 106). По последним данным это не формы гидротермокарста, а капиллярные сталагмиты (F. Němec, V. Panoš, O. Štelcl, 1968).

Италия. В заключение укажем на упоминавшиеся уже, но совершенно не изученные с точки зрения карстоведения, верхнетриасовые кавернозные известняки и трещиноватые ангидриты, являющиеся коллекторами тосканских бороносных паро-гидросольфатермальных месторождений Италии. Выделяющиеся здесь на глубине 200—300 м пар и паро-жидкие струи с максимальной температурой до 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. Перегретая горячая вода называется паро-жидкой (В. И. Влодавец, 1959). Несомненно, что паро-жидкий флюид, содержащий CO_2 и H_2S , обуславливает в известняках и в меньшей степени в ангидритах, еще не изученные гидротермокарстовые явления (V. Schirone, 1954).

По Д. И. Щербакову (1964) продуктивность скважин со средней глубиной 600 м составляет 30—300 тыс. кг пара в час. Уже в течение более двадцати лет количество пара, поступающего из каждой скважины, постоянно. Пар используется для вращения турбин электростанций, имеющих уже длительное время суммарную мощность 320 тыс. квт, причем 10 кг пара дает 1 квт. По Г. Маринелли

питающие горизонт парообразования воды имеют поверхностное происхождение. Остывающий гранитный купол (рис. 113) перекрыт водоносными триасовыми закарстованными известняками, доломитами, трещиноватыми ангидритами и пористыми породами. Глубинное тепло передается конвекционно. Крутые тектони-

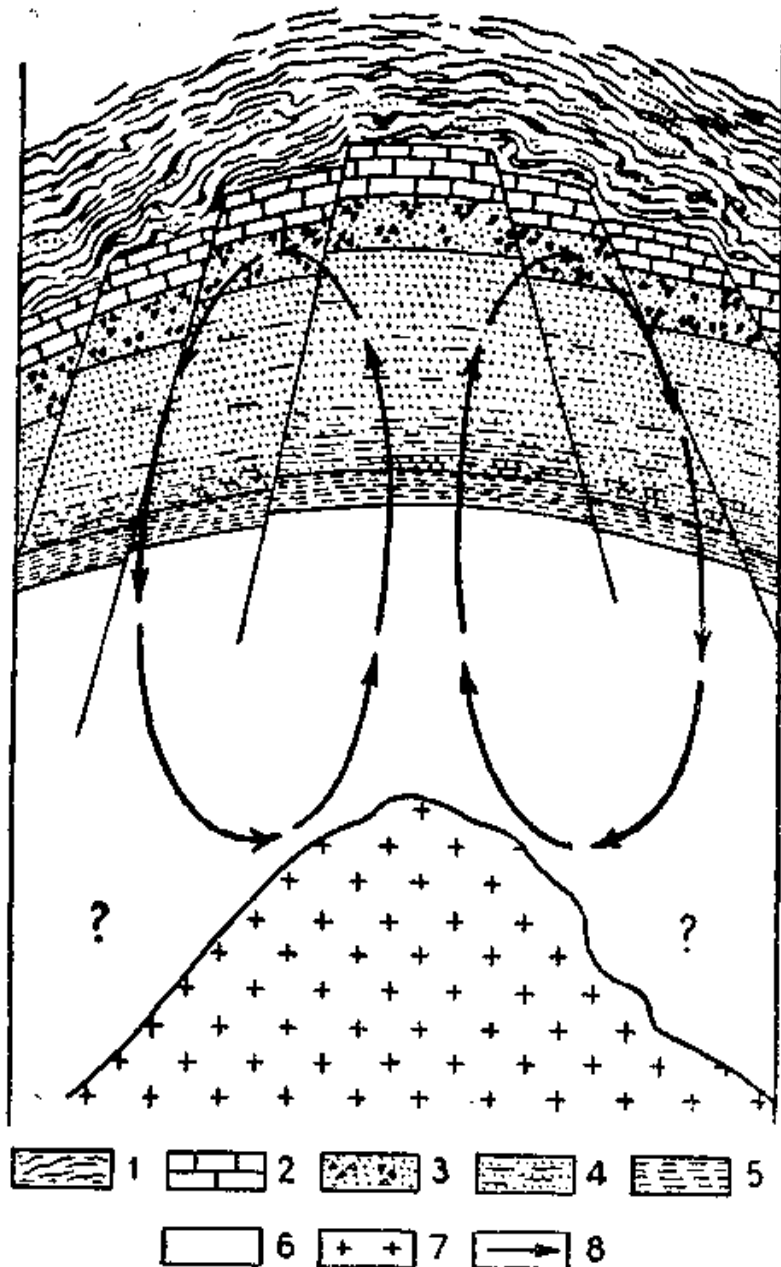


Рис. 113. Гипотетический разрез района Лардерелло по Г. Маринелли (по Д. И. Щербакову): 1 — водоупорные породы, 2 — верхнетриасовые известняки, 3 — пористые породы триаса, 4 — лагунные отложения с трещиноватыми ангидритами, 5 — трещиноватые кварциты, 6 — соленосные отложения каменноугольного и пермского возраста, 7 — гранит, 8 — предполагаемая конвекция тепла в водах атмосферного происхождения в пористых отложениях, трещиноватых и закарстованных пещеристых известняках и ангидритах.

ческие трещины создают условия для вертикальной циркуляции, теплообмена и подъема пара. Изучение изотопного состава водорода и кислорода пара Лардерелло показало, что в конечном итоге он возник из метеорных вод (G. C. Ferrara, R. Gonfiantini, C. Panichi, 1965).

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОТЕРМОКАРСТА

Мы рассмотрели некоторые проявления бывшего, современного ослабленного и современного активного гидротермокарста. Данные

эти неполны, а характер имевшихся в распоряжении автора материалов неравноценен. Это очень затрудняет сопоставление.

Однако изучение даже приведенных сведений позволяет считать, что выделенные ранее (т. I, гл. II, стр. 72—73) гидротермокарстовые явления сравнительно широко развиты. Это обычно недостаточно осознается. Составление настоящей сводки заставляет автора повторить утверждение (т. I, гл. 1, стр. 60), что за длительную геологическую историю нашей планеты гидротермокарст приходится учитывать.

Гидротермокарст возникает в районах развития тектонических разломов в складчатых зонах, складчато-глыбовых горах, в районах современного, затухающего и затухшего вулканизма. Он проявляется, главным образом, в карбонатных отложениях, а иногда, как в Бахарденском и Душакском районах, в Симплоне и Тоскане, в гипсах и ангидритах. Возраст карстующихся отложений некоторых из рассмотренных районов различный.

Возраст карстующихся пород	Район, пещера	Страна
Нижний палеозой	Трепча	Югославия
Кембрий (докембрий)	Девлз — Хоул	США
Силур	Магиан	СССР
Девон	Маргузор	СССР
	Триас Збрашов	ЧССР
Триас	Насай, Шарошпатак и др.	Венгрия
	Тоскана	Италия
	Айзенштайн	Австрия
	Симплон	Швейцария
Юра	Бахарден, Душак, Мацеста	СССР
	Кристалльная	Австрия
	J+Cr Бэиле-Геркулане	Румыния
Мел	Пятигорский Провал	СССР
	Мацеста—Хоста	„
	Серная гора, Дагестан	„
	Виллань	Венгрия
Палеоген	Буда	Венгрия
	Каялийка	Болгария
Неоген	Тапольца	Венгрия

Рассмотренные воды пещер и буровых скважин относятся по К. Ф. Богородицкому (1963) к двум гидротермическим зонам.

1. Зоне теплых и горячих подземных вод с температурой ниже точки кипения (при нормальных условиях). К этой зоне относятся воды пещер и буровых скважин, температура которых менее 100—105°.

2. Зоне перегретых подземных вод с температурой выше точки кипения. К этой зоне относятся воды буровых скважин с температурой выше 100—105° и до 374—400°. Они установлены в карбонатных отложениях Предкавказья, в западной части Румынской равнины, а также в Тоскане (Италия) и других районах. Воды третьей зоны газообразных подземных вод с температурой выше критической (374—400°) в карстовых районах пока не изучены.

Данных о гидрогеохимии вод гидротермокарста еще недостаточно. Воды Пятигорского Провала имеют минерализацию 4352 мг/л $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$ состав, а озера Бахарденской пещеры в гипсах минерализацию 2757—2858 мг/л и $\text{SO}_4\text{—Na—Cl}$ состав (т. I, стр. 309). Термальные углекислые воды в районе Збрашовской арагонитовой пещеры (ЧССР) при сухом остатке 1700 мг/л относятся к $\text{HCO}_3\text{—Ca}$ гидрохимической фации. Воды буровых скважин с сероводородной Cl—Na и Cl—Na—Ca водой в районе Сочи—Мацеста и Абхазии обладают минерализацией до 30,3 г/л. Менее минерализованные воды имеют $\text{SO}_4\text{—Ca—HCO}_3\text{—Cl—Na}$, $\text{SO}_4\text{—Ca—Cl—Na}$, $\text{SO}_4\text{—Cl—Ca—Na}$, $\text{SO}_4\text{—Cl—Na—Ca}$ и другой состав. G. Long, A. Camisa (1958/1959) осветили гидрогеохимию термальных вод Тосканы. Показана роль высоких температур и давлений (И. Г. Киссин, С. И. Пахомов, 1965, 1967), органического вещества (А. И. Германов, 1961), pH (Б. И. Омеляненко, Ю. В. Алехин, 1966) в формировании химического состава и характере движения (А. А. Пэк, 1965) подземных вод.

Температура образования минералов гидротермокарста в большинстве случаев не изучена. Исследование их по методу Н. П. Ермакова представило бы большой интерес.

Размер гидротермокарстовых пещер не всегда указан. Глубина некоторых провалов и вертикальных пещер (в метрах) следующая: Збрашовский Провал — 105, Пальвёльдская пещера — 90, Девлз-Хоул — 65, Легень — 60, Кишстражхедь — 47, Семлехедь — 43, Шаторкёпуста — 40, Леань — 40, Девлз-Хоул-Кейв — 40, Пятигорский Провал — 26,5, Беременд — 19, Мариадьюдь — 17.

Термальные воды циркулируют по разломам альпийской складчатости Копетдага, Кавказа, Апеннин в складчато-глыбовых горах Венгрии, возникших в неогене, и в зоне разломов Северной Моравии. Имеются и отложения более древнего уже безводного гидротермокарста Зеравшана, Кавказа, Динарид, Родоп и Альп. По Б. М. Маврицкому (1966) это складчатые (геосинклинальные) зоны, краевые прогибы и межгорные впадины.

Циркулирующие воды по принятой в гидрогеологии бальнеологической классификации являются субтермальными, термальными и гипертермальными (т. I, гл. XIV, стр. 385). Однако для рассматриваемых гидротермальных растворов эта классификация уже мало пригодна. Температуры двигающихся вод изменяются в пределах 18—240°, а температура выпадения из растворов некоторых минералов еще выше.

В последние годы предложено несколько классификаций вод по температуре:

В. И. Гуревич, 1965	А. И. Лурье, 1966	И. К. Зайцев, 1967
Тепловатая 20—35°	Слаботермальные	Теплые 20—35°
Теплая 35—42°	25—50°	Слабо горячие 35—50°
Слабо горячая 42—50°	Термальные 50—75°	Весьма горячие 50—100°
Умеренно горячая 50—70°	Высокотермальные >75°	Перегретые > 100°
Очень горячая 70—100°		
Перегретая 100—374°		
Надкритическая и пары 375—425°		
Сверхкритические пары > 425°		

Б. М. Маврицкий (1966) к термальным относит подземные воды, имеющие температуру выше 20°.

Учитывая отсутствие общепринятого деления термальных вод, а также наличие в пещерах остывших термальных вод, мы приводим сводные данные о температуре вод, циркулирующих в настоящее время в карстующихся отложениях отдельных районов по следующим интервалам:

Температура	Район, страна
15—20°	Душак (СССР), Збрашовский Провал (ЧССР)
20—30°	Озеро Пятигорского Провала зимой (СССР) Озеро Збрашовской пещеры (ЧССР) Виллань (Венгрия), Трепча (Югославия), Уорм Ривер (США)
30—40°	Бахарденское озеро, скв. Мацеста, скв. Крыма (СССР) Девлз-Хоул (США)
40—70°	Скв. Хоста, скв. Крыма, скв. Западной Грузии, Пятигорский провал в период стока (СССР), скв. Шарошпатак (Венгрия), Бэиле-Геркулане (Румыния), Восточные Карпаты, Словакия (ЧССР), Симплон (Швейцария)
70—100°	Скв. Западной Грузии (СССР)
100—120°	Скв. Румынской равнины
200—250°	Скв. Тосканы (Италия)

Приведенные данные не претендуют на полноту. Количество районов, где скважины вскрыли термальные воды в карстующихся толщах, значительно больше. В настоящей главе мы указывали их только попутно. Основное внимание было уделено установленным приповерхностным проявлениям гидротермокарста.

Длина некоторых гидротермокарстовых пещер (в м) составляет:

1.	Ференцхедь, Будапешт, Венгрия	3000
2.	Матьяшхедь, Будапешт, Венгрия	2310
3.	Дьявольская Шоймарская, Буда, Венгрия	2000
4.	Семлёхедь, Будапешт, Венгрия	1962
5.	Пальвёльдская, Будапешт, Венгрия	1200
6.	Легень (Юноша), Пилиш, Венгрия	350
7.	Иштвана, Бюкк, Венгрия	340
8.	Тапольца, Прибалатонье, Венгрия	340
9.	Збрашовская арагонитовая, Чехословакия	300
10.	Писнице, Герече, Венгрия	240
11.	Бахарденская, Копетдаг, СССР	220
12.	Леань (Девушка), Пилиш, Венгрия	200
13.	Айзенштайн, Австрия	200
14.	Малая Збрашовская (Куча), Чехословакия	90
15.	Шаторкёпуста, Венгрия	>74
16.	Геллерт, Будапешт, Венгрия	54
17.	Мишкольц-Тапольца, Венгрия	50
18.	Кишстражхедь, Венгрия	47
19.	Уйшаторкёпуста, Венгрия	>42
20.	Магиан 5, Зеравшанский хр., СССР	34
21.	Мариадьюдь, Виллань, Венгрия	34
22.	Беременд, Виллань, Венгрия	30
23.	Пятигорский провал, СССР	27
24.	Магиан 4, Зеравшанский хр., СССР	26
25.	Магиан 6, Зеравшанский хр., СССР	14
26.	Трепча, Югославия	13x8
27.	Маргузор 2, Зеравшанский хр., СССР	11
28.	Магиан 3, Зеравшанский хр., СССР	6
29.	Маргузор 3, Зеравшанский хр., СССР	5

Данные эти неполны и требуют уточнения. Часть из указанных, пещер возникла при участии холодных вод.

Всего пока известно около ста гидротермокарстовых пещер. Кроме приведенных выше в списке, это малые, частично уничтоженные и засыпанные пещеры холма Куча в районе Збрашовской арагонитовой пещеры в Чехословакии, а в Венгрии до двадцати пещер гор Пилиш, из которых в списке приведено только две, до двадцати, пещер гор Герече, пещеры горы Насай и другие.

Минеральный состав пещерных отложений весьма разнообразен. К сожалению он приводится только в немногих работах. Минералообразование

в гидротермокарстовых пещерах происходило минимум в трех обстановках или геохимических зонах: гипергенной, гипергенно-биогеохимической, эпигидротермальной.

Типичным примером *гипергенного минералообразования* из термальных и субтермальных вод может служить Збрашовская арагонитовая пещера. В ней, в обстановке более высоких температур, существовавших ранее, происходило последовательное выпадение из вод лимонита, вада, арагонита, андрейта (аморфного натриево-магниево-кальциевого силиката). Последний содержит следы Fe, Sr, Ba, Li. В одном из гротов (Заседаний) имеется сталактит малахитового цвета. Количественный спектральный анализ двух образцов арагонита, отобранных автором в Збрашовской арагонитовой пещере, показал следующее (в %).

	Ca	Mg	Fe	Na	Ba	Mn	Al
1. Арагонит со стен	>5	около 10	0,1	0,03	0,01	0,06	0,006
I. Коблиги	>5 около 1	0,3	0,03	0,006	0,03	0,006	

	Pb	Ti	Ni	Cr	Cu	Sn	Ag
I.	0,001	<0,001	<0,001	Следы	<0,001	0,001	0,001
II.	<0,001	0,001	0,001	<0,003	<0,001	0,001	0,001

Be, Co, P, Mo, W, Sr не обнаружены.

Сходный, но в деталях несколько отличный, процесс минералообразования имеет место в венгерских пещерах. Здесь В. Панош указывает на выпадение из термальных вод арагонита, барита, гипса, кальцита и гейзерита. Гейзерные сталагмиты здесь сложены кальцитом, арагонитом и гипсом. Наличие в пещерах гор Буды арагонитовых пизолитов, сходных с гороховым камнем карловарских источников, позволяет установить температуру образования этого арагонита. В одной из пещер (Семлёхедь) В. Панош обнаружил малахит.

Минералогия других гидротермальных пещер Венгрии еще недостаточно изучена. В некоторых из них (в Шаторкёпуста) отмечены арагонит и гипс, а в пещерах гор Виллань — арагонит.

Вторая обстановка *гипергенно-биогеохимическая* имеет место в Бахарденской пещере. Наличие огромного количества летучих мышей, а также птиц, и, как следствие значительных объемов гуано, вносит новый биогенный элемент в геохимию полости, возникшей в результате расширения тектонического нарушения термальными водами. А. М. Ротко отмечает здесь гипс, кальцит, гидроокислы железа и не определенное им новообразование в виде пластинок из отложений подземного озера.

Изучение гуано, давшее во многих пещерах интересные минералогические данные (наличие гипса, коллофанита, брушита и др.) позволило бы лучше понять геохимию Бахарденской пещеры.

Спектральный анализ шести проб известняков, гипса и гуано показал наличие Al, Fe, Mg, Ca, Na, Si, а из микроэлементов постоянно Cu, Ca, Sr, Zr и часто Mn, Ti, V, Cr, Co, Ni, Y. По мнению М.А. Ротко, Ti, Mn, Ni, Cr, Ga, V связаны с глинами, а повышенное содержание в известняках Ti, V, Co, Y — со свободными и связанными битумами. Вызывает удивление, что в отложениях пещеры, где так много гуано, фосфор даже не упоминается.

Третья обстановка — *эпигидротермальная*. Она представлена, главным образом, отложениями сейчас уже безводных пещер. Они возникли при температурах 50—100 до 150—200°. Типичным примером являются пещеры Магиана и Маргузора. Кроме обычного кальцита здесь встречен исландский шпат. Химический анализ установил в кальците кроме Ca и CO₃ также Mg, FeO, Al₂O₃, MnO, SiO₂, а спектральный анализ — Mg, Al, Fe, Si, Mn, Cu, Hg, Ti, As, Sr, Pb.

Наличие в кальците микровключений халькопирита, марказита, антимонита, киновари, кварца и рутила позволяет установить температуру термальных пещер в момент их заполнения. Примерная нижняя температура антимонита Маргузора по Н. П. Ермакову 106°. Для других месторождений оптических минералов он установил, что они кристаллизовались при следующих температурах: барит 152—119°, флюорит 136—101°, кальцит 108—89°, а в месторождении Аурахмат различные генерации флюорита кристаллизовались в интервале 149—121°. Нижняя температура образования киновари для Парвинского месторождения 93—87° (А. А. Сауков, 1951). Судя по этим данным, кальцит Магиана и Маргузора образовался при температуре 110—87°.

Эти данные позволяют определить и температуру образования баритов гор Буды, где, по мере понижения температуры термальных вод, откладывался барит, кальцит, арагонит и гейзерит. Своеобразными минералами, отложившимися в пещерах, обогащенных кислородом, или возникшими впоследствии в результате окисления, являются лимонит, вад и, упомянутый В. Паношем, малахит.

Гипсы Шаторкёпусты и особенно Бахардена, по-видимому, возникли при наиболее низких температурах. Своеобразен минеральный комплекс свинцово-цинкового месторождения Трепча в Югославии. В нижнепалеозойских мраморизированных известняках под воздействием гидротермальных растворов образовались карстовые полости. В третичное время эти полости были инкрустированы кальцитом, родохрозитом, марматитом, галенитом, пирротинном, пиритом, которые покрыты войлочными агрегатами плюмозита. Вероятно, рудообразование происходило при более высоких температурах, чем в Магиане. За отсутствием данных мы не решаемся отнести его к мезотермальным и оставляем пока в эпитермальных.

Отложения халцедона болгарского гидротермокарста Каялийки, возникшие, судя по общепринятым геохимическим схемам, при наиболее низких температурах, по-видимому, являются еще эпигидротермальными.

До надлежащих исследований в этом нельзя, конечно, быть уверенным.

В австрийских пещерах Айзенштайн и Кристальной из гидротермальных образований указан только кальцит. Возможно, что среди кристаллов этих пещер есть и арагонит.

Приведены данные о термальных водах в карбонатных толщах СССР, Венгрии, Италии и других стран, которые приурочены главным образом к тектоническим разломам и вулканическим районам (Тоскана). Это источники и воды, вскрытые буровыми скважинами. Находясь в известняках и доломитах и реже в гипсах и ангидритах, они не только расширяют трещины выщелачиванием, но и образуют гидротермокарстовые полости. При соответствующих условиях в этих полостях начинается отложение минералов.

Глубинная аккумуляция вторичного кальцита в полостях карбонатных пород еще недостаточно изучена. На стенках пещеристых полостей и каверн, а также в порах, трещинах и стилолитовых швах, происходит выпадение кристаллов кальцита размером от 0,001 до 3,2 мм. Изучение этого процесса в зоне подошвенной изоляции нефтяных залежей Урало-Поволжья показало три стадии образования кальцита (Г. А. Максимович, В. Н. Быков, 1966 а, б, 1967).

I стадия — начальная или стадия «оторочки». Нарастание микрокристаллического кальцита на стенках каверн.

II стадия — промежуточная. Начало образования в кавернах более крупных кристаллов.

III стадия — конечная. Выполнение каверн (пор и трещин) кальцитом. Центральная часть каверн обычно сложена крупнокристаллическим кальцитом.

Отложение кальцита происходит не только химически, но и в результате жизнедеятельности микроорганизмов. В нефтяных месторождениях часть объема каверн выполняется также твердыми битумами, гипсом и кремнеземом. Масштабы глубинного выполнения карстовых полостей, а также пор и трещин, огромны. В двух нефтяных месторождениях объем вторичного кальцита только в зоне подошвенной изоляции составил 30 и 180 млн. м³.

Наиболее изучен третичный и древнечетвертичный гидротермокарст. Он формируется и в настоящее время. Дальнейшее изучение позволит установить сравнительно широкое развитие мезозойского и палеозойского гидротермокарста.

За длительную геологическую историю Земли гидротермокарст сыграл не малую роль и имеет большое практическое значение как фактор образования полостей, которые становятся вмещающим рудных и нерудных минералов и полезных ископаемых.

Изучение гидротермокарста находится в начальной стадии. Необходимо использовать опыт исследований гидротермальных месторождений. Они показали, что вода является важнейшим и непременным агентом формирования всех генетических групп полезных

ископаемых. Без участия воды, в той или иной ее форме, невозможно образование ни одного месторождения. В типичной гидротермальной форме оно сказывается лишь к концу процесса их формирования, не определяет общей картины минералообразования, а лишь усложняет ее и в рамках этих групп не создает непосредственных переходов к промышленным гидротермальным месторождениям (В. И. Смирнов, 1964).

Вопросы теории гидротермального процесса и рудообразования рассматривают Ф. В. Сыромятников (1955), И. М. Мерцалов (1964), Ф. И. Вольфсон, Л. И. Лукин (1965) и многие другие. Роль рудообразований гидротермокарста освещали Ф. А. Макаренко и Э. А. Чепижная (1962), И. И. Гинзбург (1964) и другие. Последний подчеркнул, что полости выщелачивания возникают в результате растворения карбонатов термальными растворами. В полостях отлагаются рудные минералы. Иногда выщелачивание карбонатов идет совместно с образованием руд, при преобладании выщелачивания. В низкотермальных месторождениях возникновение полостей и их заполнение происходит с перерывами во времени, может быть разного возраста или может растянуться на длительный период.

Многие выполненные сульфидами трубы и другие формы выщелачивания в карбонатных породах возникают в результате гидротермокарста. Это не всегда осознается. В учении о гидротермальных месторождениях руд и других полезных ископаемых необходимо уделять больше внимания этому процессу. Публикуемые в настоящей главе данные о низкотермальном гидротермокарсте пещер зоны теплых и горячих вод с температурой ниже точки кипения, вероятно, будут использованы в учении о гидротермальных месторождениях полезных ископаемых.

Как уже указывалось в начале главы, воды гидротермокарста имеют различное происхождение. Это не только магмогенные и метаморфогенные воды, но и древние иловые или седиментационные и современные воды глубинной циркуляции атмосферного происхождения. Л. Н. Капченко (1966) напоминает, что миграция ювенильных вод из недр Земли возможна только в связи с явлениями магматизма путем фильтрации по глубинным разломам и ослабленным зонам земной коры в условиях тектогенеза. Равномерную диффузию растворов по поверхности мантии в литосферу вне проявлений магматизма и подвижных зон земной коры он справедливо отрицает.

М. М. Константинов (1962) дал схему формирования рудообразующих гидротермальных растворов. Применяя ее к гидротермокарсту, можно сделать следующие выводы. Рудные и нерудные минералы, выполняющие гидротермокарстовые полости, возникают за счет миграции по трещинам разломов нагретых теплом интрузии вод, несущих растворенные металлические и другие компоненты вмещающих пород и поступающие из магмы. В других местах нагрев подземных вод в зонах интенсивного тектогенеза происходит

и без участия интрузий. В этом случае гидротермокарстовые полости выполняются целиком за счет веществ пород, через которые фильтруются подземные воды.

Изучение изотопного состава водорода и кислорода водяного пара в Лардерелло и воды из источников и моффет Тосканы показало, что в конечном итоге все исследованные воды являются метеорными. Во время подземной циркуляции они подвергаются процессам изотопного обмена кислорода воды — растворителя с породами и углекислотой. В результате происходит изменение первоначальных отношений O^{18}/O^{16} . Однако во всех исследованных случаях первоначальные отношения дейтерия к протию сохранились неизменными (G. C. Ferrara, R. Gonfiantini, C. Panichi, 1965).

Гидротермокарст должен привлечь внимание не только спелеологов и карстоведов, но и специалистов в области гидрогеологии и рудных месторождений. Интенсивное бурение глубоких нефтяных, газовых, гидрогеологических и теплофикационных скважин сопровождается вскрытием теплых, горячих и перегретых вод в карбонатных толщах. Необходимо изучение различных типов термальных вод, относящихся к гидрокарбонатно-кальциевой, сульфатно-кальциевой, хлоридно-натриевой, хлоридно-натриево-кальциевой и другим гидрохимическим фациям пресных, солоноватых, соленых вод и рассолов. Весьма важно установить поведение в этих водах различных микроэлементов, особенно брома, фтора, бора, тяжелых металлов.

Большое значение имеет также всестороннее изучение состава жидких включений в минералах гидротермокарста и в частности содержания брома, йода и других микроэлементов.

Необходимо изучение изотопного состава вод гидротермокарста и жидких включений в выполняющих полости минералах.

Всестороннее изучение морфологии, минералогии, геохимии, гидрогеологии и гидрогеохимии не только прольет свет на возникновение и развитие гидротермокарста, но подтвердит его большую и еще недостаточно осознанную роль в глубинных зонах земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

Общая (дополнительная)

Атлас Грузинской ССР. Разделы: Спелеология, современные геоморфологические процессы, геоморфология. Тбилиси — Москва, 1964.

Бадер О. Н. Каповая пещера. Наука, М., 1965.

Балков В. А. Влияние карста на сток рек в разных физико-географических условиях (на примере европейской части СССР и Северного Кавказа). Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора географических наук. Пермский ун-т, Пермь, 1966.

Вологодский Г. П. Карст Южного Приангарья. В кн. Инженерно-геологические особенности Приангарского промышленного района и их значение для строительства. Раздел II. Наука, М., 1965.

- Вопросы изучения карста Русской равнины. М., 1966.
- Вопросы изучения карстовых явлений в районе г. Дзержинска. АН СССР, М., 1962.
- Гидрогеология и карстование, вып. 2. Пермь, 1964.
- Гидрогеология и карстование, вып. 3. Пермь, 1966.
- Головцын В. Н., Смольников Б. М., Дублянский В. Н., Иванов Б. Н. Применение геоэлектрических исследований к решению основных проблем карста Горного Крыма. Киев, 1966.
- Горбунова К. А. Особенности гипсового карста. Пермь, 1965.
- Гуслицер Б. П., Канивец В. И. Пещеры Печорского Урала. Наука, М.—Л., 1965.
- Джамбазов Н. Пещерите в България. София, 1958.
- Дзенс-Литовский А. И. Соляной карст СССР. Л., 1966.
- Зверев В. П. Гидрогеохимические исследования системы гипсы — подземные воды. Наука, М., 1967.
- Кавеев М. С. Геологические условия развития и особенности проявления карста в центральной части Волго-Камского края. Автореферат диссертации на соиск. учен. степ. доктора геолого-минералогических наук. М., 1963.
- Карст и его народнохозяйственное значение. Наука, М., 1964.
- Карст Казахстана. Недра, М., 1966.
- Карст Урала и Приуралья. Пермь, 1968.
- Карстовите подземни води в България. София, 1959.
- Карстовые явления в районе города Дзержинска Горьковской области М., 1960.
- Карта закарстованных пород и карстовых явлений Казахстана М. 1 : 2 500 000, 1963.
- Кипиани Ш. Я., Тинтилозов З. К., Окроджанашвили А. А., Джишкарини В. М. Кадастр карстовых пещер Грузии. Тбилиси, 1966 (на грузинском языке).
- Колодяжная А. А. Карст флишевой формации юго-западного склона Кавказа. Наука, М., 1965.
- Короткевич Г. В. Соляной карст и борьба с карстообразованием при разработке соляных месторождений. Докторская диссертация, 446 стр. Л., 1966; Автореферат. Л., 1967.
- Лукашев К. И. Карстовые процессы и их остаточные и аккумулятивные продукты. Основы литологии и геохимии коры выветривания, гл. 8, Минск, 1958.
- Лыкошин А. Г. Карст и гидротехническое строительство. Стройиздат, М., 1968.
- Максимович Г. А. Карст мела. Гидрогеология и карстование, вып. 2. Пермь, 1964.
- Максимович Г. А. Карст Африки. Гидрогеология и карстование, вып. 2. Пермь, 1964.
- Максимович Г. А. Генетический ряд натечных отложений пещер (карбонатный спелеолитолиз). Пещеры, вып. 5(6), Пермь, 1965.
- Максимович Г. А., Енцов И. И. Нефтегазоносность карбонатных коллекторов, часть I. Зарубежные страны. Гидрогеология и карстование, вып. 3 Пермь, 1966.
- Материалы по карсту Узбекистана. Самарканд, 1963.
- Методика изучения карста, вып. 2. Пермь, 1963.
- Методика изучения карста, вып. 3. Карстологическая съемка. Пермь, 1964.
- Методика изучения карста, вып. 4. Палеокарст и карст. Пермь, 1963.
- Методика изучения карста, вып. 5. Геофизические методы. Пермь, 1963.
- Методика изучения карста, вып. 6. Гидрогеология карста. Пермь, 1963.
- Методика изучения карста, вып. 7. Инженерная геология. Пермь, 1963.
- Методика изучения карста, вып. 8. Гидрология карста. Пермь, 1963.
- Методика изучения карста, вып. 9. Пещеры. Пермь, 1963.
- Методика изучения карста, вып. 10. Пермь, 1963.
- Моташ К. Спелеология, учение о подземных пустотах. Комплексная и самостоятельная ветвь естествознания. Бюлл. научн. информ. Румыно-сов. научн. институт. Сер. естеств. наук, № 1, 1961.

- Новости карстоведения и спелеологии, № 3, М., 1963.
- Окладников А. П. Утро искусства. Изд. Искусство, 1967.
- Пещеры, вып. 3. Пермь, 1963.
- Пещеры, вып. 4. Пермь, 1964.
- Пещеры, вып. 5. Пермь, 1965.
- Пещеры, вып. 6. Пермь, 1966.
- Пещеры Грузии, т. 1. Тбилиси, 1963 (на грузинском языке).
- Пещеры Грузии, т. 2. Тбилиси, 1963 (на грузинском языке).
- Пещеры Грузии, т. 3. Тбилиси, 1965 (на русском и грузинском языках). Пещеры Грузии, т. 4. Тбилиси, 1966 (на русском и грузинском языках).
- Проектирование, строительство и эксплуатация земляного полотна в карстовых районах. Изд. Транспорт, М., 1968.
- Рекомендации по инженерно-геологическим изысканиям и оценке территорий для промышленного и гражданского строительства в карстовых районах СССР. М., 1967.
- Родионов Н. В. Карст Европейской части СССР, Урала и Кавказа. Гос-геолтехиздат. М., 1963.
- Советские исследования карста за 50 лет. М., 1967.
- Соколов Д. С. Основные условия развития карста. Госгеолтехиздат. М., 1963.
- Специальные вопросы карстоведения. АН СССР. М., 1962.
- Ступишин А. В. Равнинный карст и закономерности его развития на примере Среднего Поволжья. Казань, 1967.
- Тинтилозов З. К. Анакопийская пропасть. Тбилиси, 1968. Типы карста в СССР. М., 1965.
- Торсуев Н. П. Карст Онего-Северодвинского междуречья. Казань. 1964.
- Трантеев П. И. Пещери. София, 1965.
- Труды комплексной карстовой экспедиции Академии наук УССР, вып. 1, Исследования карста Крыма. Киев, 1963.
- Труды Лаборатории инженерной гидрогеологии. М., 1957. Формирование подземных вод района Североуральских бокситовых месторождений. АН СССР, М., 1961.
- Химическая география вод и гидрогеохимия Пермской области. Разделы: Карстовые озера, Химический состав пещерных озер и льда. Пермь, 1967.
- Щукин И. С. Общая геоморфология, т. II, гл. 8. Морфология карстовых областей. М., 1964.
- Abeele J. P. van den. Cordees de la nuit. La Speleologie en Belgique. Bru-xelies, 1957.
- Annates de Seleologie. Tome 14—23, Moulis, Ariege, 1959—1968. B i g o t P. Le relief calcaire. Paris, 1966.
- Bretz J. H., Harris S. E. Caves of Illinois, Urbana, 1961. Bulletin de la Societe Speleologique de Grece, v. 1—6, Athenes, 1954—1961. Bulletin of the National Speleological Society, vol. 1—30, Arlington (Alexandria), Virginia, 1939—1968. Cango. Cape Town, 1958.
- Capello C. F. II fenomeno carsico in Piemonte. Le Zone marginali a! rilievo alpino, Bologna, 1950.
- Capello C. F. II fenomeno carsici in Piemonte. Le Alpi Liguri. Bologna, 1950^
- Capello C. F. II fenomeno carsico in Piemonte. Le zone interne del sistema alpino. Bologna, 1955.
- Cavaille A. et cons. Vocabulaire francais des phenomenes karstique. Orleans, 1965. v
- Československy kras, r. 10—18, Praha, 1957—1966/1967). Coleman J. C The Caves of Irland. Tralee, 1965.
- Cullingford C. H. D. British caving. An introduction to speleology, London, 1962.
- Cvijič J. La geographie des terrains calcaires. Beograd, 1960. Die Hohle, 1—19, Wien, 1949—1969.

- Dritter International Kongress fur Spelaologie. Bd. 2, Wien, 1963.
- Drugi jugoslavenski speleoloski kongres. Zagreb, 1961.
- Geze B. Les cristallisations excentriques de la grotte de Moulis, Paris, 1957.
- Geze B. La speleologie scientifique. Paris, 1967.
- Gueorguiev V., Beron P. Essai sur la faune cavernicole de Bulgarie. Ann. speleol., t. XVI, N 2—3, 1962.
- Helictite. J. of Australasian Cave Research, vol. 1—5, Broadway, 1962—1967.
- Hohlenkundliche Mitteilunge. J. 1—24, Wien, 1945—1968.
- International Journal of Speleology, Weinheim, 1964.
- Jackson G. F. Wyandotte Cave, Narberth, 1953.
- Jakucs L., Kessler H. A barlangok vilaga. Budapest, 1962.
- Jenco F. Hidrogeologija in vodno gospodarstvo krasa. Ljubljana, 1959.
- Karst und Hohlen in Niederosterreich und Wien. Wien, 1954.
- Karszt és barlang, Budapest, 1962—1966.
- Karszt — és barlangkutatas, Budapest, 1—1960; 11—1962; III—1962; IV—1965; V—1968.
- Kowalski K Jaskinie Polskie, Lodz, 1965.
- Krasový sbornik. Praha. 1—1958; II—1960; III—1962.
- Lambert F. La Speleologie, 1966.
- Lippi-Boncambi C. I Monti Sibillini, Bologna, 1948. v
- Lucrările Institutului de Speologie «Emil Racovita», Bucuresti, torn I—II— 1962—1963; III—1964; IV—1965; V—1966; VI—1967.
- Luknis M. Prispevok ku geomorfologii povrchoveho krasu Ztratenskej hornatiny (Slov. raja), Bratislava, 1945.
- Maksimovič G. A. The Sources of the Formation of the Karst Waters. Communications IV^e Congres International de Speleologie en Yougoslavie, Ljubljana, 1965.
- Maksimovič G. A. Hydrothermal Karst. Communications IV^e Congres International en Yougoslavie, Ljubljana, 1965.
- Maximovič G. A. Klassifizierung der Karstruinen — «Ostanc». Summaries of Lectures. International Conference of Speleology, Brno, 1964.
- Maximovich G. A. Hydrogeochemical Platform Karst Water Zones. Problems of the Speleological Research, part II, Brno, 1966.
- Nase Jame, I—VIII, Ljubljana, 1959—1966.
- NSS News. National Speleological Society. Vol. 1—26, Vienna, Virginia, 1942—1968.
- Ortolani M., Morelli A. II Gran Sasso d'Italia. Bologna, 1950.
- Pasa A. Carsismo e idrografia carsica nel gruppo del M. Baldo, Bologna, 1954.
- Prace Muzeum Ziemi, N 9, Prace geologiczne. Warszawa, 1966.
- Premier Congres International de Speleologie Paris, 1953. Tome II, Paris, 1955.
- Problems of the Speleological Research, Part I, Prague, 1965.
- Problems of the Speleological Research, Part II, Brno, 1966.
- Proceedings of the IV International Congress of Speleology in Yugoslavia, vol. III, Ljubljana, 1968.
- Prvi jugoslavenski speleoloski kongres. Postojna, 1954.
- Pulina M. Zjawiska krasowe we Wschodniej Syberii. PAN, Warszawa, 1968.
- Racovita Emil. Opere alese. Bucuresti, 1964.
- Rassegna Speleologica Italiana. A. 1—20, Como, 1948—1968.
- Recherches sur les Grottes du Banat et d'Oltenie (Roumanie, 1959—1962), Paris, 1967.
- Rubin J., Skřivanek. F. Československe jeskyne. Praha, 1963.
- Sekyra J. Velehorsky kras Belskych Tater. Praha, 1954.
- Seminarium Speleologiczne I Ogólnopolskiego Zjazdu Badaczy Krasu. Kielce, 1964.
- Šerko A., Michler I. Die Grotte von Postojna. Ljubljana, 1963.

- Slovensky Kras. R. I—VII, Martin, 1958—1969.
 Speleon. Tomo I—XII, Oviedo, 1949—1962.
 Spelunca, 4-e serie. Tome I—VIII, Paris, 1961—1968.
 Stalactite. A. 1—18, Sion, Zurich, 1951—1968.
 Studies in Speleology. Vol. I, parts 1, 2—3, 4, 5, London, 1963—1967.
 SUSS. J. of the Sydney University Speleological Society. Vol. 1—6, Sydney, 1950—1962.
 The Speleologist. Exeter, Devon, 1965—1968.
 Treci jugoslavenski speleološki kongres, Sarajevo, 1963.
 Trimme H. Speläologisches Fachwörterbuch (Fachwörterbuch der Karst-und Höhlenkunde). Wien, 1965.
 Trimme H. Höhlenkunde. Braunschweig, 1968.
 Turkota J. Podzemne krasove formy na Slovensku. Bratislava, 1963.
 Vicens F. La espeleologia. Barcelona, 1955.

ГЛ. I. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ОБЩЕЙ И ПРИКЛАДНОЙ ГИДРОГЕОЛОГИИ КАРСТА

Развитие коллекторов карстовых вод

- Максимович Г. А. Очерк образования и развития подземных вод. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Пермь, 1942.
 Страхов Н. М. Этапы развития внешних геосфер и осадочного пороодо-образования в истории Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1962.
 Тугаринов А. И. Геохимическая эволюция Земли. Природа № 11, 1967.
Гидрогеологические условия карстующихся толщ основных тектонических структур
 Бернар О. Северная и Западная Африка. Изд. И. Л., М., 1949.
 Бояджиев Н. Карстовите басейни в България и подземните им води. Изв. Инст. хидрология и метеорология, т. II, 1964.
 Буачидзе И. М. Некоторые закономерности формирования и распространения подземных вод в горно-складчатых областях. Тр. и лаб. гидрогеол. и инж.-геол. проблем Груз. политех. ин-та, № 2, Тбилиси, 1963.
 Врублевский М. И. Горные артезианские бассейны Большого Кавказа. Вестн. Ленинградского ун-та, № 29, 1964.
 Гевирц М. И. Карст восточного склона Среднего Урала. Нижний Тагил, 1959.
 Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. Госгеол-техиздат, 1957.
 Гуревич Ю. М. Условия подземного карстового стока Силурийского плато. Гидрогеология и карстоведение, вып. 3, Пермь, 1966.
 Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. Изд. И. Л., М., 1954.
 Каменский Г. Н. Поиски и разведка подземных вод. Госгеолтехиздат, М.—Л., 1947.
 Каменский Г. Н., Толстихина М. М., Толстухин Н. И. Гидрогеология СССР. Госгеолтехиздат, М., 1959.
 Кейльгак К. Подземные воды. ОНТИ, 1935.
 Кикнадзе Т. З. Гидрогеологические особенности развития карста на массиве Арабика. Пещеры Грузии, т. III, Тбилиси, 1965.
 Максимович Г. А. Основные типы и модуль подземного стока карстовых областей. Докл. АН СССР, т. 128, № 5, 1959.
 Максимович Г. А. Карст Австралии. Гидрогеология и карстоведение, вып. 1, Пермь, 1962.

- Максимович Г. А. Карст Африки. Гидрогеология и карстование, вып. 2, Пермь, 1964 а.
- Максимович Г. А. Гидрогеохимические зоны платформ. Хим. география и гидрогеохимия, вып. 3(4), Пермь, 1964 б.
- Максимович Г. А. Типы и площади горных карстовых бассейнов, бассейнов пластово-карстовых вод и карстовых водоносных систем. Доклады восьмой научной сессии спелеологов. АН Груз. ССР, Тбилиси, 1968.
- Максимович Г. А., Горбунова К. А. Типы карста Урала. В кн. Типы карста в СССР, М., 1965.
- Максимович Г. А., Кикнадзе Т. З. Субмаринные источники Черного моря и некоторых карстовых областей Средиземноморья. Сообщения АН Груз. ССР, т. 47, № 3, 1967.
- Моташ К., Пушкари у В., Бляху М. Карстовые области Румынии. Пещеры, вып. 4(5), Пермь, 1964.
- Натаров В. Д. Подземные воды Криворожского бассейна в свете перспектив разработки железорудных месторождений. Тр. 1 Укр. гидрогеол. совещания, т. 1, Киев, 1961 а.
- Натаров В. Д. Карсты и карстовые воды в докембрийских породах Саксаганского района Криворожского бассейна. Сов. геология, № 9, 1961 б.
- Овчинников А. М. Минеральные воды. Госгеолыздат, М.—Л., 1947.
- Овчинников А. М. Методика гидрогеологического изучения водонапорных систем. Тр. 1 Укр. гидрогеол. совещания, т. 1, Киев, 1961.
- Принц Е., Кампе Р. Гидрогеология. Т. II. Источники. Сельхозгиз, М., 1937.
- Рыжиков Д. В. Природа карста и основные закономерности его развития. АН СССР, М., 1954.
- Толстихин Н. И. Некоторые вопросы гидрогеологии горных стран. Тр. II совещ. по подз. водам и инж. геологии Вост. Сибири, вып. 1, Иркутск, 1959.
- Bleahu M., Rusi T. Carstul din Romania. Lucrarile Institutului de Speologie, t. IV, Bucuresti, 1965.
- Dalmasso E. Quelques observations sur les phenomenes karstiques dans le massif du Marguareis. Mediterranee. 5, N 3, 1964.

Условия выхода карстовых источников

- Брашнина И. А. О возможности изучения субмаринной разгрузки карстовых вод электрокаротажными методами. Новости карстования и спелеологии, № 3, М., 1963.
- Бурдон Д. Ж., Папакис Н. Методы исследований ресурсов подземных вод в известняках Парнас-Гиона. Афинский симпозиум по гидрогеологии аридной зоны. М., 1962.
- Кейльгак К. Подземные воды. ОНТИ, 1935.
- Кикнадзе Т. З. Гидрогеологические особенности развития карста на массиве Арабика. Пещеры Грузии, т. III, Тбилиси, 1965.
- Максимович Г. А. Опыт районирования карста Чехословакии. Докл. геол. фак-та. Уч. зап. Пермского ун-та, т. XIV, вып. 1, 1959.
- Максимович Г. А. Карст Австралии. Гидрогеология и карстование, вып. 1, Пермь, 1962.
- Максимович Г. А., Кикнадзе Т. З. Субмаринные источники Черного моря и некоторых других карстовых областей Средиземноморья. Сообщения АН Груз. ССР, т. 47, № 3, 1967.
- Мартонн Э. Физическая география Франции. Изд. И. Л., М., 1950.
- Принц Е. Гидрогеология. 1933.
- Принц Е., Кампе Р. Гидрогеология, т. II. Источники. Сельхозгиз, М., 1937.
- Рыжиков Д. В. Природа карста и основные закономерности его развития. М., АН СССР, 1954.

- Щукин И. С. Морфология карстовых областей. Общая геоморфология г. II, гл. VIII, М., 1964.
- Alfirevic S. Prilog poznavanju morfologije podmorskih vrela. II Jugoslo-venski Speleol. Kongres, Zagreb, 1961.
- Alfirevic S. Les sous-marines sources de la baie de Kastela—morphologie, structure hydrologique, conditions hydrogeologiques, relations geotectoniques. Acta adriat, 10, N 12, 1966.
- Baucic I. Hydrological characteristics of the Dinaric Karst in Croatia. Nase Jame, VII, N 1—2, Ljubljana, 1965.
- Fouque A. Rapport sur les tremblements de terre Kephalonie et de Metilain en 1867. Paris, 1867.
- Froget C. Les sources thermales sulfureuses de l'anse d'Arnette. Recueil trav. Stat, marine Endoume, N 52, 1965.
- Gallocher A. P. Contribution a l etude de l emergence sous-marine de Port-Miou, Cassis, Bouchs du Rhone. Ann. Speleol. 9, N 3, 1954.
- Glanz Th. Das Phanomen der Meermuhlen von Argostolion. Steir. Beitr. Hydrogeol, 17, Graz, 1965 (последняя работа; история вопроса, основная литература).
- Jenko F. Hidrogeologija in vodno gospodarstvo krasa. Ljubljana, 1959.
- Lehmann O. Hydrographie des Karstes. Enzyklopadie der Erdkunde. Leipzig und Wien, 1932.
- Martel E. A. L'Evolution souterrain. Paris, 1908.
- Martin C. La Resurgence sous-marine de Port-Miou (B.-du-Rh.). Spelunca, 8, N 3, 1968.
- Maurin V., Zötl J. Karsthyrologische UnTERSUCHUNG auf Kephallenia (Ionische Inseln). IV Colloq. internat. speleol. Athenes, 1963, 1965/1966.
- Mistardis G. О глубинных карстовых процессах, развивающихся ниже современного уровня моря в Кинуриасе, западном Манисе и Сфакионе, Греция (на греческом языке). Bull. Soc. Speleol. Grece, 8, N 6—7, 1966.
- Mistardis G. Investigations upon Influences of Sea Level Fluctations on Underground Karstification in some Coastal Regions of South Creece. Proc. IV Internat. Kongress of Speleology in Yugoslavia. T. III, Ljubljana, 1968.
- Petrik M. Mjerenja na vruljama. II Jugoslovenski Speleol. Kongres, Zagreb, 1961.
- Petrovic B., Prelevic B. Hydrologic characteristics of the Karst area of Bosnia and Herzegovina. Nase Jame, VII, N 1—2, 1965.
- Roques H. Localisation conductimetriques des emergences sous-marines de Port-Miou. Ann. Speleol., t. XI, N 3, 1956.
- Thibaux L. L. A. Le fleuve souterrain sous-marin de Port-Miou. Historique. Marseille, rev. municipale, 32, Marseille, 1957.
- Wiebel K. W. M. Die Insel Kephallonia und die Meermiilen von Argostoli, Hamburg, 1874.

Гидроизогипсы и гидроизопьезы карстовых вод

- Баркалов И. А., Хордикайнен М. А. Использование трещинно-карстовых вод закарстованных структур в аридной зоне. Разв. и охр. недр, № 3, 1966.
- Гуревич Ю. М. Условия подземного стока Силурийского плато. Гидрогеология и карстоведение, вып. 3, Пермь, 1966.
- Дублянский В. Н., Смольников Б. М. Основные направления геофизических исследований в Горном Крыму и их геолого-карстологическая интерпретация. Применение геоэлектрических исследований к решению основных проблем карста Горного Крыма, глава IV, стр. 50—51, Киев, 1966.
- Жуковский С. Я. Карстовые явления в среднем течении р. Онеги. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., т. 37, № 4, 1962.

- Зуброва Е. А. Особенности Гидрогеологии юго-восточной части Горного Крыма. Геология и разведка, № 6, 1959.
- Максимович Г. А. Основные типы и модуль стока карстовых областей. Докл. АН СССР, т. 128, № 5, 1959.
- Максимович Г. А. Гидродинамические зоны карстовых вод и основные типы подземного стока. Специальные вопросы карстоведения, М., 1962.
- Рыжиков Д. В. О развитии депрессионной воронки в карстовых областях. Докл. АН СССР, т. 109, № 1, 1956.
- Рыжиков Д. В. О барражах в карстовых областях и их гидрогеологическом значении. Докл. АН СССР, т. 119, № 2, 1958.
- Рыжиков Д. В. О гидрогеологическом режиме карстовых областей в естественных и нарушенных условиях. Тр. Горно-геол. ин-та Уральского филиала АН СССР, вып. 32, 1959.
- Семихатов А. Н. Подземные воды СССР. Ч. 1, ОНТИ, М—Л.—Н., 1934.
- Турышев А. В. Подземные воды Кунгурской ледяной пещеры. Спец. вопросы карстоведения, М., 1962.
- Шимановский Л. А. Подземные воды сельскохозяйственных районов юго-востока Пермской области и возможности их использования. Пермь, 1958.
- Matyi-Szabo F. Az eszakkakonyi szenbanyak vizemelesenek hatasa a Gaja-patak vizhastartasara es a karsztvizszin alakulasara. Hidrol. Kozlony, N 3, 1966.

Подземные воды горизонтальных пещер в карбонатных породах и их отложения

- Максимович Г. А. Генетический ряд натечных отложений пещер (карбонатный спелеолитогенез). Пещеры, вып. 5(6), Пермь, 1965. (Основная работа. Приведена литература по этому вопросу).
- Рыжиков Д. В. Природа карста и основные закономерности его развития. М., 1954.
- Eraso A. El porque de las formas en estalactitas y estalacmitas. Rass. Speleol. Italiana, A. 14, N 4, 1962.
- Eraso A. Sobre las relaciones morfo-quimicas en la litogenesis. III Internat. Kongress fur Spelaologie, bd. II, Wien, 1963.
- Gams I. Die Formen der hangenden Tropfsteinbildungen in Bezug auf die Art des Sickerwasserdurchflusses. IV Colloq. Internat. speleol., Athenes, 1963. Athenes, 1965 (1966).

Притоки карстовых вод при проходке тоннелей

- Борков В. С. Опыт применения электроразведки для решения некоторых вопросов при исследовании карста в условиях железнодорожного транспорта. Спец. вопросы карстоведения, М., 1962.
- Борков В. С. Изучение карста под основанием земляного полотна и мероприятия по укреплению основания. Проектирование, строительство и эксплуатация земляного полотна в карстовых районах. Изд. Транспорт, М., 1968.
- Жинью М., Барбье Р. Геология плотин и гидротехнических сооружений. Госстройиздат, М., 1961.
- Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. Изд. И. Л. М., 1954.
- Люжон М. Плотины и геология. ОНТИ, М.—Л., 1936.
- Максимович Г. А. Пещеры и тоннели. Пещеры, вып. 6(7), Пермь, 1966.
- Максимович Г. А. Условия развития карбонатного и сульфатного карста. Проектирование, строительство и эксплуатация земляного полотна в карстовых районах. Изд. Транспорт, 1968 а.
- Максимович Г. А. Основные обстановки развития карбонатного и сульфатного карста. Тез. докл. Межведомственного Совещания по инженерной геологии 1968 года. Изд. МГУ., 1968 б.
- Саваренский Ф. П. Приложение геологии к тоннельному делу. В кн. Инженерная геология, ОНТИ, М.—Л., 1939.

- Терцаги К. Геология тоннелей. Инженерная геология, гл. 7, ОНТИ, Л.— М 1935
 Driving the Mont Blanc Tunnel. Civil Engng and Public Works Rev. 54, N 637, 1959.
 Horninger G. Baugeologisches vom Salzach Kraftwerk Schwarzach. Os-terr. Z. Elektrizitätswirtsch., 12, N 2, 1959.
 Jenko F. Hidrogeologija in vodno gospodarstvo krasa. Ljubljana, 1959.
 Kossmat E. Geologie des Vocheinertunnels. Wien, 1907.
 Schmidegg O. Geologische Aufnahme und Voraussage beim Kraftwerksbau Prutz-Imst der TIWAG (Tirol). Geol. und Bauwesen, 24, N 1, 1958.

Энергетическое использование карстовых источников

- Богатков Н. М. Некоторые данные о карсте и карстовых водах Хабаровского края и Амурской области. Региональное карстоведение. М., 1961.
 Валев В. Дубровник. География, № 7, София, 1962.
 Гефер Г. Подземные воды и источники, 1925.
 Горбунова К. А. Химическая география рек Пермской области. Реки Мазуевка и Советянка. Химическая география, вып. 1, Пермь, 1961.
 Горбунова К. А. Карстовые воды района селения Ключи. Гидрогеология и карстоведение, вып. 1, Пермь, 1962.
 Горбунова К. А. Опыт детальных гидрогеологических исследований карста на примере восточного крыла Уфимского вала. Методика изучения карста, вып. 6, Гидрогеология карста, Пермь, 1963.
 Горбунова К. А. Карст и подземные воды пос. Суксун. Научн. труды Пермского политех, ин-та, № 12, вып. 2, 1964.
 Горбунова К. А. Особенности гипсового карста, Пермь, 1965.
 Горбунова К. А. Энергетическое использование карстовых вод в Югославии. Пещеры, вып. 7(8), Пермь, 1969.
 Гыбылов Ж. и др. Физическая география Болгарии. Изд. И. Л., М., 1960.
 Жинью М. Барбье Р. Геология плотин и гидротехнических сооружений. Госстройиздат, М., 1961.
 Жуковский С. Я. Карстовые явления в среднем течении р. Онеги. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 37, № 4, 1962.
 Иванов А. Н. В. Н. Татищев как исследователь карстовых явлений. Вопр. истории естествознания и техники, вып. 4, М., 1957.
 Игнатьев В. И. Карст Нижнеокского района. Уч. зап. Казанск. ун-та, 112, кн. 8, 1952.
 Кастере Н. Тридцать лет под землей. Самая глубокая пропасть Франции, М., 1964.
 Кейльгак К. Подземные воды и источники. 1914.
 Кейльгак К. Подземные воды. М.—Л., 1935.
 Кудряшов И. К. Карстовые пещеры Башкирии — ценные памятники нашей природы. Состояние и задачи охраны природы в Башкирии, Уфа, 1960.
 Кузнецов И. Г. Озеро Церик-Кель и другие формы карста в известняках Скалистого хребта на Северном Кавказе. Изв. Р. Геогр. об-ва, т. 60, 1928.
 Лыкошин А. Г., Соколов Д. С. Красный ключ. Природа, № 8, 1957.
 Маков К. И. Подземные воды Башкирской АССР, Киев, 1946.
 Максимович Г. А. Карст мела. Гидрогеология и карстоведение, вып. 2, Пермь, 1964.
 Максимович Г. А. Энергетическое использование пещерных потоков. Пещеры, вып. 5(6), Пермь, 1965.
 Мильков Ф. Н. Новые данные об активном меловом карсте юга Средне-Русской возвышенности. Научн. Зап. Воронежского отд. Географ, об-ва СССР, 1963.
 Пармузин Ю. П. Ландшафтообразующее значение карста Сибири. Уч. зап. Моск. ун-та, вып. 170, 1954.
 Принц Е., Кампе Р. Гидрогеология, т. 2, Источники, Сельхозгиз, М., 1937.

- Ратцель Ф. Земля и люди, т. II, Спб., 1896.
- Рихтер Г. Д., Ч и кишев А. Г.. Север Европейской части СССР. Изд. «Мысль», М., 1966.
- Сементовский В. Н. Голубое озеро. В кн. Природа Татарии, Казань, 1947.
- Соколов Д. С. Основные условия развития карста, М., 1962.
- Страширов А. Хубча. В кн. Болгария. Изд. И. Л., М., 1953.
- Ступишин А. В. Равнинный карст и закономерности его развития на примере Среднего Поволжья. Казань, 1967.
- Троянский С. В. Гидрогеологические очерки Турции. Гидрогеология и инженерная геология, № 2, М., 1936.
- Цвиич И. Карст и человек. Београд, 1927.
- Balazs D. Beitrage zur Spelaologie der Siidchinesischen Karstgebietes. Karszt — es Barlangkutatas. II, Budapest, 1962.
- Conrad H., Propos G. L'expedition speleologique franco-beige a la grotte de la Cigalere 1955. Monde souterrain, 21, N 95, 1956.
- Exploraciones en la sima o cueva de la «Piedra de San Martin». Iberica, 18, N 265, 266, 1953.
- Guide Book of the Kongress Excursion through Dinaric Karst. Ljubljana, 1965.
- Patze 11 G. Zu Fragen der Karstmorphologie und Hydrogeologie. Z. Angew. Geol., 10, N 2, 1924.
- Temucin A. L'hydrographie karstique en Turquie. IV Colloq. internat. speleol. Athenes, 1963. Athenes, 1965 (1966).

Карстовые источники и расселение. Вопросы охраны карстовых вод

- Бернар О. Северная и Западная Африка. Изд. И. Л., М., 1949.
- Биро П. Португалия, Изд. И. Л., М., 1952.
- Гвоздецкий Н. А., Машбиц Я. Г. Некоторые проблемы Юкатана (геоморфология, водоснабжение, расселение). Региональное карстоведение, М., 1958.
- Добрынин Б. Ф. Физическая география Западной Европы. Учпедгиз, М., 1948.
- Луи Г. Албания. Изд. И. Л., М., 1948.
- Максимович Г. А. Карст Африки. Гидрогеология и карстоведение, вып. 2, Пермь, 1964.
- Принц Е. Гидрогеология, ОГИЗ, М.—Л., 1933.
- дю Тойт А. Геология Южной Африки. Изд. И. Л., М., 1957.
- Zima K. Hydrogeologicke poznámky z cesty do Belgie. Vestn. Ustred. Ustavu geol., N 3, Praha, 1966.

ГЛ. II. ВОПРОСЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГИДРОГЕОЛОГИИ
КАРСТА

Общая литература

- Иванов В. В., Невраев Г. А. Классификация подземных минеральных вод. Изд. Недра, М., 1964.
- Максимович Г. А. Химическая география вод Суши. Гл. 8. Географгиз, М.,
- Максимович Г. А. Соляной карст Земли. В кн. Общие вопросы карсто-ведения. Изд. АН СССР, М., 1962 а.
- Максимович Г. А. Карст гипсов и ангидритов земного шара. В кн. Общие вопросы карстоведения. Изд. АН СССР, М., 1962 б.
- Максимович Г. А. Закономерности распространения карста карбонатных пород в Восточном полушарии. В кн. Общие вопросы карстоведения. Изд. АН СССР, М., 1962 в.

Максимович Г. А. О классификации и формировании вод закарсто-ванных толщ карстовых и артезианских бассейнов. Формирование подземных вод артезианских бассейнов. Тезисы докладов. Географ, об-во СССР, Л., 1968 а.

Максимович Г. А. Типы и площади горных карстовых бассейнов, бассейнов пластово-карстовых вод и карстовых водоносных систем. Докл. VII научн. сессии спелеологов Спелеологической комиссии АН Груз. ССР, Тбилиси, 1968 б.

Толстихин Н. И. Пояса артезианских бассейнов земного шара. Сб. Гидрогеология и инж. геол. аридной зоны СССР, вып. 4. Изд. АН Узб. ССР, Ташкент, 1967 а.

Толстихин Н. И. Пояс артезианских бассейнов Арктики. Мат. комиссии по изучению подземных вод Сибири и Дальнего Востока, вып. III. Изд. Наука, М., 1967 б.

Толстихин Н. И. Гидрогеологические структуры Земли и проблемы формирования подземных вод. Формирование подземных вод артезианских бассейнов. Тезисы докладов. Географ, об-во СССР, Л., 1968.

Kosack H. P. Die Verbreitung der Karst — und Pseudokarsterscheinungen über die Erde. Peterm. Geogr. Mitt. 96, N 1, 1952.

Гидрогеология СССР

Общая литература

Васильевский М. М. Схема основного гидрогеологического районирования европейской части СССР. Советская геология, № 8—9, 1938.

Васильевский М. М. Борсук Н. В., Ревунова Н. А., Шамарева Е. И. и др. Схема основного гидрогеологического районирования азиатской части СССР. Советская геология, № 7, 1939.

Васильевский М. М. О гидрогеологическом районировании территории СССР. Природа, № 4, 1940.

Васильевский М. М., Лебедев Г. А., Погребов Н. Ф., Ревунова Н. А., Терлецкий Б. К., Толстихин Н. И. Гидрогеология СССР (краткий обзор). Зап. Ленинградск. горн. ин-та, т. 28, 1953.

Всеволожский В. А., Карпова В. П. Условия формирования подземного стока верхней зоны интенсивного водообмена севера Европейской части СССР. Геология и разведка, № 9, 1964.

Гидрогеологическая карта СССР в м-бе 1:5000000. Гл. ред. И. К. Зайцев. Госгеолтехиздат, М., 1957.

Гидрогеологическая карта СССР в м-бе 1 : 2 500 000. Гл. ред. И. К. Зайцев. Госгеолтехиздат, М., 1960, объяснит. записка, М., 1961.

Гидрогеологическая карта СССР в м-бе 1 : 7 500 000. Гл. ред. И. К. Зайцев. Госгеолтехиздат, М., 1966.

Гидрохимическая карта СССР в м-бе 1 : 5 000 000 с объяснительной запиской. Гл. ред. И. К. Зайцев. Госгеолтехиздат, М., 1958.

Дзенс-Литовский А. И. Соляной карст СССР, гидрогеологические закономерности его развития и географические районы распространения. В кн. Общие вопросы карстоведения. Изд. АН СССР, М., 1962.

Дзенс-Литовский А. И. Соляной карст на Русской равнине. В кн. Вопросы изучения карста Русской равнины. М., 1966.

Зайцев И. К. Принципы и методика составления гидрохимической карты СССР. Объяснительная записка к гидрохимической карте СССР в м-бе 1 : 5 000 000. Госгеолтехиздат, М., 1958.

Зайцев И. К. Гидрогеологическая карта СССР в м-бе 1 : 5 000 000. Мат. комиссии по изучению Сибири и Дальнего Востока, вып. 2. Иркутск, 1962.

Зайцев И. К. Итоги изучения гидрогеологии СССР. Советская геология, № 11, 1967.

Зайцев И. К. Основные гидрогеологические регионы СССР. Материалы по гидрогеохимии и поисковой гидрогеологии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 134. Изд. Недра, Л., 1968.

Зайцев И. К., Басков Е. А. Подземные воды и полезные ископаемые Сибирской платформы. Мат. ВСЕГЕИ, вып. 46, Л., 1961.

- Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Основные черты гидрогеологии СССР. В сб. Проблемы гидрогеологии. Госгеолтехиздат, М., 1960.
- Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Основы структурно-гидрогеологического районирования. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 101. Изд. Недра, Л., 1963.
- Зубашенко М. А. Меловой карст Русской равнины. В кн. Вопросы изучения карста Русской равнины. М., 1966.
- Иванов В. В., Овчинников А. М., Яроцкий Л. Я. Карта подземных минеральных вод СССР. Госгеолтехиздат, М., 1960.
- Ильин В. С. Грунтовые воды. Карстовые воды. Больш. Сов. энциклопедия, т. 19, 1930.
- Каменский Г. Н., Толстихина М. М., Толстихин Н. И. Гидрогеология СССР. Госгеолтехиздат, М., 1959.
- Куделин Б. И., Карпова В. П. Влияние карста на закономерности формирования подземного стока. Вестн. Моск. ун-та, геология, № 2, 1968.
- Ланге О. К. Подземные воды СССР, ч. 1. Изд. Моск. ун-та, М., 1959.
- Ланге О. К. Подземные воды СССР, ч. II. Изд. Моск. ун-та, М., 1963.
- Максимович Г. А. Тектонические закономерности распределения карста на территории СССР. В кн. Общие вопросы карстоведения. Изд. АН СССР, М., 1962 г.
- Материалы для характеристики ресурсов подземных вод по районам СССР. Геол. изд., Л.—М., 1933.
- Овчинников А. М. Гидрогеология месторождений минеральных вод карстовых районов. Тез. докл. научн. совещ. по изуч. карста, вып. VI, М., 1956.
- Пармузин Ю. Л. Карта «Карст на территории СССР». В кн. Общие вопросы карстоведения. Изд. АН СССР, М., 1962.
- Подземный сток на территории СССР. Изд. Моск. ун-та, М., 1966.
- Родионов Н. В. Карст европейской части СССР, Урала и Кавказа. Госгеолтехиздат, М., 1963.
- Седенко М. В. Гидрогеология некоторых угольных месторождений СССР. Углетехиздат, М.—Харьков, 1951.
- Семенова Л. Ф. К вопросу о режиме карстовых вод. Сб. Гос. гидр. ин-та, № 1, 1938.
- Семихатов А. Н. Подземные воды СССР, ч. 1. Госгоргеолнефтеиздат, М.—Л.—Н., 1934.
- Славянов Н. Н. Подземные воды СССР. В кн. К. Кейльгак. Подземные воды, ч. III, 1935.
- Термальные воды СССР и вопросы их теплоэнергетического использования Гл. ред. Ф. А. Макаренко. Изд. АН СССР, М., 1963.
- Толстихин Н. И. К вопросу о распределении минеральных вод СССР. Тр. Лабор. гидрогеол. пробл. АН СССР, т. III. Изд. АН СССР, М.—Л., 1948.
- Толстихин Н. И. Некоторые основные вопросы гидрогеологии горных стран. Тр. II совещ. по подз. водам и инж. геологии Вост. Сибири, вып. 1. Иркутск, 1959.
- Толстихин Н. И. Принципы структурно-гидрогеологического районирования территории Сибири. Мат. комиссии по изучению Сибири и Дальнего Востока, вып. 2. Иркутск, 1962.
- Толстихин Н. И., Дзенс-Литовский А. И. Подземные воды соляных месторождений. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем, т. 3, изд. АН СССР, М., 1948.
- Штильмарк В. В. Краткий очерк гидрогеохимических полей минеральных вод Европейской части РСФСР. Сб. тр. Горьковск. физио-терапевтич. ин-та, вып. II, 1938.

Карстовые и трещинно-карстовые воды

- Айтуаров Т. К., Джумагулов М. Т., Жапарханов С. Ж. Подземные воды северо-западного склона хребта Малый Каратау как источник водоснабжения горнорудных предприятий (на примере Жилыбулакского месторождения). В сб. Региональн. гидрогеол. исслед. в Казахстане. Изд. АН Каз. ССР, А—А, 1968.

- Александров В. В. Душакские сернистые источники. Мат. Центр, н.-и. теологооазвед. ин-та, сб. 2, Л., 1933.
- Альбов С. В. Пресные воды Крыма и их использование. Изд. АН УССР Ялта, 1955.
- Альбов С. В. О гидрогеологических исследованиях в Ай-Петринской Яйле в Крыму. Изв. Крымск. отд. Геогр. об-ва СССР, 1958.
- Альбов С. В. К гидрогеологии участка долины р. Салгир в Симферополе. Изв. Крымск. отд. Геогр. об-ва СССР, 1958.
- Альбов С. В. О водных богатствах недр Крыма. Изв. Крымск. отдел Геогр. об-ва СССР, 1958.
- Альбов С. В., Дублянский В. Н. Химический состав атмосферных осадков и его влияние на развитие карста Ай-Петринского горного массива. В сб. Хим. география и гидрогеохимия, вып. 3(4), Пермь, 1964.
- Альбов С. В. О водоносности и карсте рифовых образований в Крыму. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., № 3, 1968.
- Аскеров А. Г. Гидрохимическое районирование Азербайджанской ССР. Тр. Азерб. ун-та, вып. II, 1965.
- Афанасьев Т. П. Подземные воды Среднего Поволжья и Прикамья и их гидрохимическая зональность. Изд. АН СССР, М., 1956.
- Ахмедсафин У. М. Подземные воды Казахстана и перспективы их изучения и использования в народном хозяйстве в шестой пятилетке. В кн. Водные ресурсы Казахстана. Изд. АН Каз. ССР. А.—А., 1957.
- Ахмедсафин У. М. Ресурсы подземных вод Казахстана, перспективы и методы их использования для орошения. В сб. Региональные гидрогеологические исследования в Казахстане. Изд. АН Каз. ССР, А.—А., 1968.
- Бабинец А. Е. Провинции минеральных вод Закарпатья (на укр. языке). Геологич. журн., т. IX, вып. 3, Киев, 1948.
- Бабинец А. Е. Подземные воды юго-запада Русской платформы. Изд. АН УССР, Киев, 1961.
- Барабанов Л. Н. Термальные воды Малого Кавказа. Л., 1961.
- Баркалов И. А., Жапарханов С. Ж., Калугин С. К., Хордикайнен М. А. Гидрогеологические условия и обводненность месторождений полезных ископаемых Дзержинского-Улутауского района. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., № 3, 1965.
- Баркалов И. А., Хордикайнен М. А. Использование трещинно-карстовых вод закрытых структур в аридной зоне. Разведка и охрана недр, № 3, 1966.
- Барков А. С. Изучение карста на Самарской Луке применительно к разрешению проблемы Волгостроя. Тр. I Всес. гидрогеол. съезда, сб. 3. Геол. изд., М.—Л., 1933.
- Басков Е. А. Подземные воды Якутского артезианского бассейна и некоторые возможности их практического использования. Мат. Всес. н.-и. геолого-развед. нефт. ин-та, вып. 24, 1959.
- Бедер Б. А. Воды артезианских бассейнов Узбекистана. Узбекск. геол. журнал, № 6, 1958.
- Бейром С. Г., Кусковский В. С. Подземные воды Горного Алтая и прогнозная оценка их ресурсов. В сб. Методика гидрогеол. исслед. и ресурсы подз. вод Сибири и Дальн. Востока. Изд. Наука, М., 1966.
- Бейром С. Г., Лепезин П. А. О подземных водах Алтая. Тр. Новосибирск, транспортно-энергетич. ин-та. Вопросы гидрологии, вып. 13, 1961.
- Богатков Н. М. О карсте на Малом Хингане. Вопросы геогр. Дальн. Востока, сб. 3, Хабаровск, 1957.
- Богатков Н. М. Некоторые данные о карсте и карстовых водах Хабаровского края и Амурской области. В кн. Региональн. карстоведение. Изд. АН СССР, М., 1961.
- Болотина Н. М., Соколов Д. С. Карст района Витебских порогов. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 29, № 4, 1954.
- Большаков П. М. Карст северо-восточного Салаира. Вестн. Зап.-Сиб. теолог, треста, вып. 1, 1938 а.

- Большаков П. М. Подземные воды северо-восточного Салаира. Вестн. Зап.-Сиб. геолог. треста, вып. 2, 1938 б.
- Большаков П. М. Новые данные по карсту северо-восточного Салаира. Изв. Томск. индустр. ин-та, т. 62, вып. 1, 1944.
- Большаков П. М. Карст северо-восточного Салаира. В кн. Региональное карстоведение. Изд. АН СССР, М., 1961.
- Большаков П. М. Карст Усть-Борзинского месторождения известняков Восточного Забайкалья. В кн. Региональное карстоведение. Изд. АН СССР, М., 1961.
- Бондаренко С. С. Иодо-бромные воды Поволжья и Прикамья. Сов. геология, № 12, 1959.
- Бочкарев А. С., Шлыгина В. Ф., Жапарханов С. Ж. Средне-горные и низкогорные районы юга Казахстана. В сб. Гидрогеол. районир. и регион, оценка ресурсов подземн. вод Казахстана. Изд. АН Каз. ССР, А—А., 1964.
- Браун Г. А. Методика гидрогеологического изучения Еленовско-Ново-троицкого месторождения известняков и доломитов (в Донбассе). Сб. работ геол.-геогр. ф-та и науч.-исслед. ин-та геол. Днепропетровск. гос. ун-та, т. XXVII, вып. 2, 1941.
- Буачидзе И. М. Гидрогеологическое районирование территории Грузии. Тр. Грузинск. политехи, ин-та, № 3 (38), 1955.
- Буданов Н. Д. Гидрогеология Урала. Изд. Наука, М., 1964.
- Бурдэ Б. И. Некоторые особенности карста Малого Хингана. В сб. Геология, геоморфол., полезн. ископ. Приамурья. Хабаровск, 1961.
- Варава К. М. Подземные воды Украинского Полесья (на укр. языке). Изд. АН УССР, Киев, 1959.
- Вельмина Н. А., Узембло В. В. Гидрогеология центральной части Южной Якутии. Изд. АН СССР, М., 1959.
- Верте А. Я. Основные черты гидрогеологического строения и формирования подземных вод Эстонского артезианского бассейна. Изв. АН ЭССР, т. XIV, сер. биол., № 4, Таллин, 1965 а.
- Верте А. Я. Подземные воды Эстонской ССР и условия их формирования. Автореферат, Л. — Таллин, 1965 б.
- Вологодский Г. П. Районирование карста Южного Приангарья. Тр. II совещ. по подз. водам и инж. геол. Вост. Сибири, вып. 3, Иркутск, 1959.
- Вологодский Г. П. Карст Южного Приангарья. В кн. Инж.-геолог, особенности Приангарского промысл. района и их значение для строительства. Изд. Наука, М., 1965.
- Вологодский Г. П. Карст. В кн. Инженерная геология Прибайкалья. Изд. Наука, М., 1968.
- Вопросы водоснабжения сельского хозяйства в районах Урала и Зауралья. Госгеолтехиздат, М., 1956.
- Врублевский М. И. Минеральные воды Центрального Кавказа. Изд. Ленинградск. ун-та, Л., 1962.
- Галицкий В. В. Водные ресурсы кобальтово-медно-магнетитового месторождения Ирису (Южный Казахстан) и проблемы их освоения. В сб. Региональные гидрогеол. исслед. в Казахстане. Изд. АН Каз. ССР, А—А., 1968.
- Гаюн К. Г., Волкова М. О. Гидрогеологические условия прибрежной полосы западной части Причерноморской впадины. В сб. Використання природн. лжувальн. ресурсів Укра'ши, Изд. АН УССР, Киев, 1959.
- Гевирц М. И. Карст восточного склона Среднего Урала. Нижний Тагил, 1959.
- Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. Госгеолтехиздат, М., 1957.
- Геология и металлогения Успенской тектонической зоны (Центральный Казахстан), т. 4, Гидрогеология и гидрохимия. Изд. АН Каз. ССР, А—А., 1968.
- Гидрогеологический сборник Уральского филиала АН СССР. Свердловск, № 1, 1960; № 2, 1962; № 3, 1964; № 4, 1965; № 5, 1968.
- Гидрогеология Волго-Уральской нефтегазоносной области. Изд. Недра, М., 1967.

Глухов И. Г. К вопросу изучения естественных ресурсов подземных вод горных сооружений и предгорных прогибов. Советская геология, № 8, 1964.

Глухов И. Г. Роль конденсации в балансе карстовых вод горных сооружений (на примере Горного Крыма). Геология и разведка, № 3, 1965.

Голубь А. Г. Гидрогеология Казахстана за 25 лет Советской власти. Изв. Казахск. фил. АН СССР, сер. геол., вып. 6—7, 1945.

Горбунова К. А. К характеристике Ключевского участка Кишертско-Суксунского карстового района. Уч. зап. Пермск. ун-та, т. 14, № 1, 1959.

Горбунова К. А. Особенности гипсового карста. Пермь, 1965.

Григорьев Н. А. Гидрогеологическое районирование минеральных вод Северного Кавказа. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем, т. III, Изд. АН СССР, М.—Л., 1948.

Гуревич Ю. М. Условия подземного карстового стока Силурийского плато. В кн. Гидрогеология и карстование, вып. 3, Пермь, 1966.

Джаkelов А. К. Подземные воды юго-востока Каратауского фосфоритного бассейна и прилегающих территорий. В сб. Региональн. гидрогеол. исслед. в Казахстане. Изд. АН Каз. ССР, А—А., 1968.

Джибути С. С. О содержании некоторых микроэлементов в водах района Большого Сочи. В сб. Гидрогеол. Сев. Кавказа, № 1. Изд. Недра, М., 1967..

Джумагулов М. Т. Гидрогеологические условия и оценка водопритоков; фосфоритового месторождения Джанытас. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., вып. 2, 1965.

Дмитровский В. А., Ким Э. М. и др. Условия водоснабжения нефтепромыслов на полуострове Мангышлак. Разв. и охрана недр, № 12, 1966.

Додин А. Л. Геология и полезные ископаемые Кузнецкого Ала-тау. Угле-техиздат, М.—Л., 1948.

Долгушин И. Ю. Карстовые явления в пределах Алдано-Тимптонского водораздела. В кн. Региональное карстование. Изд. АН СССР, М., 1961.

Долуханова Н. И., Толстихин Н. И. Схема структурного гидрогеологического районирования Армянской ССР. В сб. Наука о земле. Изд. АН Арм. ССР, т. XX, 1967.

Дуб ля некий В. Н. К гидрогеологическим особенностям Красных пещер в Крыму. Доклады АН УССР, № 8, 1959.

Дубля некий В. Н. Гидрогеологические эксперименты в Красных пещерах. Тр. 1 Украинск. Гидрогеол. совещ., т. I, Киев, 1961.

Дублянски й В. Н., Шутов Ю. И. Происхождение и гидрогеологические особенности карстовых полостей Украинских Карпат (на укр. языке). В кн. Природные условия и природные ресурсы Украинских Карпат. Киев, 1968.

Дублинский В. Н., Шутов Ю. И., Вознесенская И. Е. Условия формирования химического состава подземных вод в карбонатных массивах. Докл. АН СССР, т. 175, № 4, 1967.

Ежов Ю. А. Изучение вертикальной гидродинамической зональности кар-стующихся толщ Кизеловского каменноугольного района. Гидрогеол. сборн. Уральск, фил. АН СССР, № 2, Свердловск, 1962 а.

Ежов Ю. А. Закарстованность карбонатных толщ Кизеловского каменноугольного бассейна. Гидрогеол. сборн. Уральск, фил. АН СССР, № 2, Свердловск, "1962 б.

Ефимов А. И. Якутский артезианский бассейн подмерзлотных вод. Изв. АН СССР, сер. геологич., № 4, 1945.

Ефремочкин Н. В. Гидрогеологические особенности хребта Большой Каратау. Тр. Моск. геологоразв. ин-та, № 35, 1959.

Жапарханов С. Ж. Некоторые закономерности формирования химизма и качественного состава подземных вод верхней части бассейна р. Шерубай-Нуры. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., № 5, 1962.

Жапарханов С. Ж. Подземные воды верхней части бассейна р. Шеру-бай-Нура. Тр. ин-та геол. наук АН Каз. ССР, т. 9, А—А., 1964.

Жуков В. А., Толстой М. А., Троянский С. В. Артезианские воды каменноугольных отложений Подмосковной палеозойской котловины. Тр. Все-союзн. н.-и. ин-та минер, сырья, вып. 158. Гос. объедин. н.-техн. изд., М.—Л., 1939.

- Жуковский С. Я. Карстовые явления в среднем течении р. Онеги. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 37, № 4, 1962.
- Заварзин Л. Г. Подземные воды северной части Енисейского кряжа. Ин-форм. сб. ВСЕГЕИ, № 31, Л., 1960.
- Заварзин Л. Г. Подземные воды Енисейского кряжа. Мат. III совещ. по подз. водам и инж. геол. Сибири и Дальн. Востока, вып. I. Иркутск, 1961.
- Заварзин Л. Г. Вертикальная гидрохимическая зональность регионально-трещинных вод Енисейского кряжа. Мат. IV совещ. по подз. водам Сибири и Дальн. Востока. Иркутск — Владивосток, 1964.
- Зайцев И. К. Водоносность известняков в Центральном Казахстане. Разведка недр, № 1, 1939.
- Зайцев И. К. Основы гидрогеологического районирования Казахстана. Сов. геология, № 2—3, 1940.
- Зайцев И. К. Гидрогеологическое районирование «Второго Баку». Сов. геология, № 10, 1944.
- Зарубинский Я. И., Бондаренко Е. М., Русиновская Т. А. Гидрогеологические условия угольных месторождений Восточной Сибири. Мат. по подз. водам Восточн. Сибири. Иркутск, 1957.
- Зеленин П. Г., Буренин Г. С. Гидрогеология Уральской области. Недра Советской Азии. Подземные воды. М., 1932.
- Иванов Б. Н. Карстовые районы Горного Крыма и их гидрогеологическое значение. Тр. I Украинск. гидрогеол. совещ., т. I, Киев, 1961.
- Иванов Б. Н. О некоторых закономерностях развития карста в Горном Крыму. В кн. Региональное карстование, М., 1961.
- Инженерная геология Прибайкалья. Изд. Наука, М., 1968.
- Калугин С. К. Виды пустот в горных породах и их значение в формировании подземных вод юго-западной части Центрального Казахстана. Вести. АН Каз. ССР, № 9, 1956.
- Калугин С. К. Подземные воды Центрального Казахстана. Вестн. АН Каз. ССР, № 4, 1960.
- Калугин С. К. Подземные воды Джезказган-Улутауского района Центрального Казахстана. Изд. Наука, А—А., 1967.
- Карпова В. П. Опыт региональной оценки естественных ресурсов подземных вод Урала. Гидрогеол. сборн. Уральск, фил. АН СССР, № 4. Свердловск, 1965.
- Киссин И. Г. Восточно-Предкавказский артезианский бассейн. Изд. Наука, М., 1964.
- Киссин И. Г. Гидродинамические аномалии в водонапорной системе (на примере восточного и центрального Предкавказья). Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., вып. 2, 1965.
- Кладовщиков В. Н. Гидрогеологическое районирование Приморья. Советская геология, № 5, 1965.
- Князев Г. И., Еременко М. А., Решитько В. А., Тарасов Е. Б., Сочнев П. Я. Криворожский замкнутый рудный пояс. Геология и разведка, № 2, 1969.
- Ковалев В. Ф., Козлов А. В., Соколова В. Г. Некоторые данные к поисковой гидрохимической характеристике природных вод Тагило-Кушвинского района. Гидрогеол. сборн. Уральск, фил. АН СССР, № 3, Свердловск, 1964.
- Кожевникова В. Н. Режим трещинно-карстовых вод на примере средней части долины р. Ай (Южный Урал). Вестн. Московск. ун-та, сер. IV, геология, № 1, 1965.
- Колодяжная А. А., Сунцов М. А., Огильви А. А., Хмелевский В. К. Формирование подземных вод района Североуральских бокситовых месторождений. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 31. Изд. АН СССР, М., 1961.
- Колпаков Н. М. и Орлова А. В. Три замечательных карстовых источника хребта Каратау в южном Казахстане. Природа, № 9, 1949.
- Комаров И. П. К вопросу о генезисе Сарасинских газизирующих источников. Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 2, 1935.

- Коноплянцев А. А. Гидрогеология Малого Каратау и важнейших фосфоритовых месторождений. В кн. Фосфориты Каратау. Изд. АН Каз. ССР, А—А 1954.
- Коноплянцев А. А., Кнауф В. П. О некоторых закономерностях в химизме подземных вод хребта Каратау. Докл. АН СССР, т. 53, № 1, 1946.
- Коржуев С. С. Карст Якутии. В кн. Типы карста в СССР. Изд. Наука М., 1965.
- Коржуев С. С., Николаев С. С. Типы мерзлотного карста и особенности его проявления (на примере Среднего Приленья и Патомского нагорья) Изв. АН СССР, сер. геогр., № 6, 1957.
- Короткевич Г. В. О резкой аномалии в режиме источника Горький Ерик. на оз. Баскунчак. Вестн. Ленинградск. ун-та, № 6, 1958.
- Костенко Л. М. Гидрохимическая характеристика мезозойских отложений в западной части Чечено-Ингушской АССР. В сб. Гидрогеология Северного-Кавказа, № 1. Изд. Недра, М., 1967.
- Краснов Е. В. Некоторые вопросы геологии юго-западной части Горного-Крыма в связи с поисками подземных вод. Геология и разведка, № 6, 1962.
- Краснопевцев Н. Д. К вопросу гидрогеологии карста юго-западной части Донецкого бассейна. Мат. центр, научн.-исслед. геол.-разе, ин-та, сб. 3, гидрогеология. Л.—М. — Грозн. — Новосибир., 1934.
- Кротова В. А. Волго-Уральская нефтеносная область. Гидрогеология. Гостоптехиздат, Л., 1956.
- Кротова В. А. Роль гидрогеологических факторов в образовании, сохранении и разрушении нефтяных залежей (по материалам Волго-Уральской области). Гостоптехиздат, Л., 1957.
- Кротова В. А. Гидрогеологические факторы формирования нефтяных месторождений (на примере Предуралья). Гостоптехиздат, Л., 1962.
- Крубер А. А. Гидрография карста. М., 1913.
- Крубер А. А. Карстовая область Горного Крыма. М., 1915.
- Кузнецов И. Г. Озеро Церик-Кёль и другие формы вдрста в известняках; Скалистого хребта на Северном Кавказе. Изв. Русск. геогр. об-ва, т. IX, вып. 2, 1928.
- Куканов В. М. Процессы формирования сероводородных вод типа Маце-ста. Изд. Наука, М., 1968.
- Курылева Н. А. Новые данные к стратиграфии печенгской формации на Кольском полуострове. Докл. АН СССР, т. 60, № 2, 1948.
- Кучерук А. Д. Некоторые особенности гидрогеологии районов известняково-мелового и гипсового карста Подолии. Геология и разведка, № 8, 1968.
- Кучерявых В. М. Науканские карстовые источники. В сб. Гидрогеология и карстоведение, вып. 2. Пермь, 1966.
- Лайтакари А. Полезные ископаемые и горная промышленность. В сб. Финляндия. Изд. И. Л., М., 1953.
- Ланге О. К. Гидрогеологическое районирование Средней Азии. Сб. Советская геология, № 34, 1948.
- Ланге О. К., (гл. ред.), Сулейманов Д. М., Кулошвили И.С., Победоносцев Н. М. (отв. редакторы). Геология Азербайджана. Гидрогеология. Изд. АН Азерб. ССР, 1961.
- Латышев П. П. Некоторые особенности гидрогеологических условий Пристанского карстового района. Уч. зап. Пермск. ун-та, № 119, 1964.
- Ломоносов И. С. Минеральные воды Кемпендейского солянокупольного района. В сб. Минеральные воды Восточной Сибири. Изд. АН СССР, М., 1963.
- Лыкошина А. Г., Соколов Д. С. Развитие карста в юго-западной части Уфимского плато. Бюлл. Моск. об-ва испыт. прир., отд. геол., т. 29, вып. 1, 1954..
- Лыкошин А. Г., Соколов Д. С. Красный Ключ. Природа, № 8, 1957.
- Мавлянов Г. А., Хашимов М., Рахматуллина Р. Ш., Хасанова Х. А. Гидрогеологические условия бассейна р. Зарафшан. Узб. геол. журнал, № 6, 1968.
- Маков К. И. Подземные воды Башкирской АССР. Изд. АН УССР, 1946.
- Максимович Г. А. Гидрогеология и карстовые явления района Актайско-Талицкого месторождения бокситов. Разведка недр, № 9—10, 1937.

- Максимович Г. А. Гидрогеохимические зоны платформ. В сб. Хим. география и гидрогеохимия, вып. 3(4), Пермь, 1964.
- Максимович Г. А. Карст восточной окраины Русской равнины. В кн.. Вопросы изучения карста Русской равнины, М., 1966.
- Максимович Г. А. Скорость развития карста. В сб. Карст Урала и Приуралья. Пермь, 1968.
- Максимович Г. А., Балков В. А. Водный баланс и подземный сток Урала. В кн. Проблемы физ. географии Урала. М 1966.
- Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области. Пермь, 1958.
- Максимович Г. А., Горбунова К. А. Типы карста Урала. В сб.. Типы карста в СССР. Изд. Наука, М., 1965.
- Максимович Г. А., Кикнадзе Т. З. Субмаринные источники Черного моря и некоторых карстовых областей Средиземноморья. Сообщ. АН Груз. ССР, т. 47, № 3, Тб., 1967.
- Максимович Г. А., Костарев В. П. Карстовая область Кузнецкого Алатау. Научн. труды Пермск. политехнич. ин-та, сб. 12, вып. 2, 1964.
- Максимович Г. А., Костарев В. П. Карст и некоторые особенности, гидрогеологии Приуральской карстовой провинции. Изв. высш. уч. завед., Геология и разв., № и, ,1968.
- Максимович Г. А., Костарев В. П. Карст складчатого Урала. В сб.. Карст Урала и Приуралья. Пермь, 1968.
- Максимович Г. А., Хейнсалу Ю. Новый тип гидродинамического-профиля в Эстонской карстовой области. Изв. АН ЭССР, сер. техн. и физ.-ма-темат. наук, № 3, 1959.
- Милановский Е. В. Гидрогеологический очерк правобережья Среднего и Нижнего Поволжья. Госгеолиздат, М., 1943.
- Минеральные воды Восточной Сибири. Изд. АН СССР, М., 1963.
- Морозов В. М. Подземные воды горной части Мангышлакского полуострова как источник водоснабжения отгонного животноводства. Материалы Всес. геол. ин-та, нов. сер., т. 20, гидрогеология. Госгеолтехиздат, 1956.
- Мухамеджанов С. М. Подземные воды Северо-Востока Центрального» Казахстана и перспективы их использования. Изд. АН Каз. ССР, т. 5, А—А., 1959.
- Натаров В. Д. Водные свойства горных пород Криворожского бассейна. Бюл. научно-техн. информ. научно-исслед. горноруд. ин-та, № 6, 1959.
- Никаноров А. М., Волобуев Г. П. Закономерности распространения и характер залегания поверхности вод хлоркальциевого типа в мезо-кайнозойских отложениях Восточного и Центрального Предкавказья. Нефтегазовая геология и геофизика, № 12, 1968.
- Новожилов В. И., Базанов И. В. Подземные воды верхнедевонских отложений Тихвинского горнопромышленного района. Геология и разведка, № 8., 1967.
- Нурмамбетов Э. И. О связи подземных вод Индерского солянокупольного поднятия с водами реки Урал. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1964.
- Нурмамбетов Э. И. О закарстованности гипсовой шляпы одного из соляных куполов. Вестн. АН Каз. ССР, № 10, 1965.
- Овчинников А. М. Основные принципы зональности минеральных вод. Кавказа. Тр. Моск. геологоразв. ин-та, т. 23, М., 1948.
- Овчинников А. М. Основные черты гидрогеологии Восточных Карпат и Прикарпатья. Тр. Моск. геологоразв. ин-та, т. 25, 1950.
- Огильви Н. А. К вопросу о Цхалтубских минеральных водах. В сб.. Цхалтубо; т. I, II, Тб., 1938.
- Олли Е. И. Карст хребта Большой Каратау. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., № 3, 1958.
- Орлянкин СМ. Геология, гидрогеология и соленосность Колво-Вишерк-ской водораздельной области и граничащих с ней участков. Зап. Всерос. минер. об-ва, вып. 1, 1941.
- Осокин П. В. Карстовые явления на Витимском плоскогорье. Краеведческ. сб. Бурятского фил. Геогр. об-ва СССР, вып. 5, 1960.

Павлов А. Н. Естественное разубоживание минеральных вод Мацесты. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. 48, вып. 2, 1965.

Павлова О. П. Формирование подземных вод в осадочной толще Алданского горнопромышленного района. Бюл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXXIX, вып. 4, 1964.

Пармузин Ю. П. Вопросы карстования Сибири. Изв. Всесоюзн. Геогр. об-ва, № 1, 1954.

Пармузин Ю. П. Ландшафтообразующее значение карста Сибири. Уч. зап. Моск. ун-та, вып. 170, 1954.

Пармузин Ю. П. Данные о карсте севера Средне-Сибирского плоскогорья. В кн. Региональное карстование. Изд. АН СССР, М., 1961.

Пентегова Л. А. К вопросу о гидрогеологических условиях разработки Бакальских месторождений. Гидрогеол. сборн. Уральск, фил. АН СССР, № 4, 1965.

Перцович М. Г. Об использовании вод нижнетортонского горизонта, обводняющих Роздольское месторождение серы, для водоснабжения города Новый Роздол и серного комбината. Доклады АН УССР, № 12, 1964.

Пиннекер Е. В. Рассолы Ангара-Ленского артезианского бассейна. Изд. Наука. М., 1966.

Питьева К. Е. О развитии юрских и меловых подземных вод Предкавказья как источников минерального сырья. Вести. Моск. ун-та, сер. геол., № 1, 1965.

Плотников Н. И. К методике разведки напорных вод артезианских бассейнов. Разв. и охрана недр, № 1, 1961.

Подоба Н. В., Толетихин Н. И. Гидрогеологический очерк Чирчик — Ангрен — Келесского бассейна. Тр. Среднеазиатского геол. треста, вып. 4, Ташкент, 1937.

Полиновский А. С. Подземные воды района Салаирских рудников. Вестн. Зап.-Сиб. геолого-гидро-геодезич. треста, вып. 2, 1935.

Просенков В. И. О регулировании режима водоносных горизонтов в районах интенсивной эксплуатации. Разведка и охрана недр, № 12, 1967.

Пустовалова Г. И., Толстихии Н. И. Схема структурно-гидрогеологического районирования Кавказа. Геология и разведка, № 11, 1968.

Региональные гидрогеологические исследования в Казахстане. Изд. АН Каз. ССР, А—А., 1968.

Родионов Н. В. Карта закарстованных пород и карстовых явлений Казахстана, м-б 1 : 2 500 000. Изд. Мин. геол. СССР, М., 1963.

Романюк А. Ф. Гидрогеологическое районирование Предкарпатья и некоторые вопросы использования подземных вод для водоснабжения. Геологич. журнал, т. XXV, вып. 2, 1965.

Руденко Ф. А. Гидрогеология Украинского кристаллического массива. Госгеолтехиздат, М., 1958.

Рыжиков Д. В. Источники обводнения Петропавловской бокситоносной полосы и меры борьбы с ними. В сб. Геология и полезные ископаемые Урала, вып. 2, Госгеолтехиздат, М., 1947.

Рыжиков Д. В. Природа карста и основные закономерности его развития. Изд. АН СССР, М., 1954.

Рыжиков Д. В. О гидрогеологическом режиме карстовых областей в естественных и нарушенных условиях. Тр. горн. геол. ин-та Уральск, фил. АН СССР, вып. 32, 1959.

Садыков Ж. С. Плато Устюрт. В сб. «Гидрогеол. районирование и региональн. оценка ресурсов подземных вод Казахстана». Изд. АН Каз. ССР, А—А., 1964.

Садыков Ж., Дальян И. Подземные воды визейских отложений юго-западной части Тургайского прогиба. Вестн. АН Каз. ССР, № 5, 1959.

Сайдаковский С. З. Карстовые воды — источник водоснабжения Сталинского района Донецкой области. Водоснабжение и санит. техника, № 4—5, М., 1939.

Седемко М. В. Подземные воды некоторых угольных месторождений СССР. Углетехиздат, М. — Харьков, 1951.

- Силин-Бекчурин А. И. Формирование подземных вод Северо-Востока Русской платформы и западного склона Урала. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем, т. 4, Изд. АН СССР, М.—Л., 1949.
- Силин-Бекчурин А. И. Гидродинамические и гидрохимические закономерности на территории Прибалтики. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем, т. 20, М., 1958.
- Смирнов Л. Н. Гидрогеология Североуральского бокситового бассейна. Горн. журнал, 14° 2, 1946.
- Смирнов Л. Н. О гидрогеологии Североуральских бокситовых месторождений. Разведка недр, № 3, 1947.
- Соколов Д. С. Условия фильтрации через закарстованные известняки Белорецкого водохранилища. В сб. Карстоведение, № 4, Изд. Пермск ун-та, 1948.
- Соколов Д. С. Подземные воды Шемахинской пещеры. Природа, № 5, 1951.
- Соколов Н. И. Бархатовский карст. Вопросы географии, № 40. Географ-гиз, 1957.
- Соколов В. А. Генетические типы доломитов среднего протерозоя Карелии. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 1, 1959.
- Соколов Н. И. Карст южной части Сибирской платформы. В кн Региональное карстоведение. Изд. АН СССР, М., 1961.
- Солнцев А. В. Трещинно-карстовые воды северо-восточной части Тениз-ской впадины. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., вып. 1 (30), 1958.
- Солнцев А. В. Формирование подземных вод Рудного Алтая. В сб. Региональн. гидрогеол. исслед. в Казахстане. Изд. АН Каз. ССР, А—А., 1968.
- Старобинец И. С. Об изменении свойств флюидов Ферганы по площади в связи с газонефтеносностью. Узбекск. геол. журнал, № 5, 1961.
- Сток подземных вод Казахстана. Изд. АН Каз. ССР, А—А., 1964.
- Ступишин А. В. Равнинный карст и закономерности его развития на примере Среднего Поволжья. Изд. Казанск. ун-та, Казань, 1967.
- Сулин В. А. Гидрогеология нефтяных месторождений. Гостоптехиздат М.—Л., 1948.
- Сухарев Г. М. Гидрогеология мезозойских и третичных отложений Терско-Дагестанской нефтегазонасной области и Нижнего Поволжья. Гостоптехиздат, М 1954.
- Сухарев Г. М. Гидрогеология и воды нефтяных месторождений. Гостоптехиздат, Л., 1959.
- Сухарев Г. М., Мирошников М. В. Подземные воды нефтяных и газовых месторождений Кавказа. Гостоптехиздат, М., 1963.
- Сухарев Г. М., Тарануха Ю. К. Подземные воды палеозойских и до-кембрийских отложений Кавказа. Советск. геол., № 2, 1965.
- Ткачук В. Г., Степанов В. М., Волкова М. А. Подземные воды Бурятской АССР. Материалы комиссии по изуч. подземн. вод Сибири и Дальнего Востока. Сиб. отд. АН СССР, вып. 2, 1962.
- Толстихии Н. И. Коротков В. Г., Ломинадзе В. Д. Сводный очерк по гидрогеологии Черемховского месторождения. Изв. Всес. геологич. фонда, вып. 1, 1946.
- Толстихия М. М. Подземные воды и карстовые явления в центральной части Уфимского плато. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. 6, вып. 92, 1932.
- Торсуев Н. П. Карст Онего-Северодвинского междуречья. Изд. Казанск. ун-та, 1964.
- Турышев А. В., Перевозчикова Л. Д. О влиянии карста на вертикальную гидрохимическую зональность (на примере Уфимского плато). Гидрогеол. сборн. Уральск, фил. АН СССР, № 1, Свердловск, 1965.
- Тутковский П. А. Полесские «окна». Землеведение, кн. IV, 1899.
- Тутковский П. А. Карстовые явления и самобытные артезианские ключи в Волынской губернии. Тр. об-ва исслед. Волыни, т. IV, Житомир, 1911.
- Фаловский А. А., Давидюк Л. А., Червинко Н. С. Некоторые данные о распространении тяжелых металлов в водах мергельно-меловой толщи среднего течения р. Северный Донец. Геологический журнал, вып. 2, 1966.

- Ферсман А. Е. Полезные ископаемые Кольского полуострова. Изд. АН СССР, М—Л., 1941.
- Филонов В. А. Геохимическая характеристика подземных вод Ханкай-ской депрессии. Сов. геология, № 9, 1959.
- Харитонов Л. Я. Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита. Тр. III сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Изд. АН СССР, М., 1955.
- Химическая география вод и гидрогеохимия Пермской области. Пермь, 1967.
- Хордиайнен М. А. Трещинно-карстовые воды Кенгирской зоны брахискладок в Центральном Казахстане. В сб. Региональн. гидрогеол. исслед. в Казахстане. Изд. АН Каз. ССР, А—А., 1968.
- Черняева К. П. О некоторых особенностях гидрографии карстовых районов Северо-Западного Алтая. Уч. зап. Томск, пед. ин-т, т. 19, вып. I, 1961.
- Черняева К. П. Карст Северо-Западного Алтая. Изд. Томск, ун-та. Томск, 1967.
- Чикишев А. Г. Карст Кулойского плато. В кн. Вопросы изучения карста Русской равнины. М., 1966.
- Чирвинский П. Н. Сводный геологический и гидрогеологический очерк бассейнов рек Терека и Кумы. Ростов-на-Дону, 1929.
- Чихелидзе С. С. Природные ресурсы Грузинской ССР, т. III. Минеральные воды. Изд. АН СССР, М., 1961.
- Чубинидзе Ш. Р. Термальные воды Грузинской ССР, их ресурсы и практическое использование. В кн. Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. Изд. Наука, М., 1967.
- Чуринов М. В. Артезианский бассейн в Горном Крыму. Бюлл. научн.-техн. информ. Мин-ва геол. и охр. недр СССР, № 7, 1957.
- Чуринов М. В. Формирование подземных вод юго-западной части Главной гряды Крымских гор. В сб. Вопросы гидрогеол. и инж. геол., вып. 16, 1959.
- Чуринов М. В. Роль карста в формировании подземных вод юго-западной части Горного Крыма и направление дальнейших исследований для решения проблемы водоснабжения. Тез. докл. совещ. по вопр. организ. геофиз. работ в карстов, районах Горн. Крыма, 1960.
- Чуринов М. В. О карсте Горного Крыма. В кн. Региональное карстование, М., 1961.
- Шагоянц С. А. Подземные воды центральной и восточной частей Северного Кавказа. Госгеолтехиздат, М., 1959.
- Шимановений Л. А. Подземные воды сельскохозяйственных районов юго-востока Пермской области и возможности их использования. Пермь, 1958.
- Шимановский Л. А. Формирование и сток карстовых вод Уфимского плато. В сб. Гидрогеология и карстование, вып. 3, 1966.
- Шутов Ю. И. Гидрохимическая зональность подземных вод центральной части Главной гряды Крымских гор. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., № 5, 1966.
- Щеголев Д. И., Синягин Г. П. Гидрогеологический очерк Донецкого бассейна. Гидрогеология СССР, т. III. Геоліздат, Л.—М., 1941.
- Эйноор О. Л. Материалы по гидрогеологии и карстовым явлениям в южной части Кизеловского района на Урале. Изд. Геологоразв. и геодез. лит-ры, Л.—М., 1936.

Карстовые воды зарубежных стран

- Антонов Хр., Бояджиов Н., Данчев Д., Илиев Ил., Петров П., Плотников Н. Хидрогеоложко райониране на България. Изд. БАН, София, 1962.
- Бояджиов Н. Подземные воды в Народной Республике Болгарии. Хид-рол. и метеорология, № 1, 1958.
- Бояджиов Н. Карстовите басейни в България и подземните им води. Изв. Инст. Хидрол. и метеорол. БАН, т. II, 1964.
- Бурдон Д. Ж., Папакис Н. Методы исследований ресурсов подземных

- вод в известняках Парнас-Гиона. Афинский симпозиум по гидрогеологии аридной зоны. М., 1962.
- Гидрогеология Марокко. Изд. И. Л., М., 1955.
- Иванов П. Геологические условия в районе оросительной системы «Ра-биша». География (Бълг.), № 9, 1959.
- Карстовите подземни води в България. Изд. Техника, София, 1959.
- Максимович Г. А. Химическая география вод Суши. Географгиз, М., 1955.
- Максимович Г. А. Карст Австралии. Гидрогеология и карстоведение, вып. I. Пермь, 1962.
- Максимович Г. А. Карст Африки. Гидрогеология и карстоведение. вып. 2. Пермь, 1964.
- Мейджс П. Распределение на земном шаре аридных и полуаридных гомо-климатов. В кн. Гидрогеология и гидрология аридной зоны земного шара. Изд. И. Л., М., 1955.
- Нгуен Тхыонг Хунг. Основные черты гидрогеологических условий Северного Вьетнама. Геология и разведка, № 11, 1968.
- Оленин В. Б. Нефтяные и газовые месторождения Австралии и Новой Зеландии. Геология нефти. Справочник, т. 2, кн. 2, гл. V. Изд. Недра, М., 1968.
- Пенчев П. Гидрологические исследования в Болгарии. Изв. Всес. геогр. об-ва, № 2, 1956.
- Попов В. Л., Пенчев П., Зяпков Л. Морфология и гидрология на карста в северната част на Предбалкана между реките Янтра и Осъм. Изв. геогр. ин-та, т. IX, 1965.
- Розанов А. С. К вопросу об использовании водных ресурсов аридных районов (на примере подземных вод Австралии). Изв. АН СССР, сер. геогр., № 1, 1967.
- Силин-Бекчурин А. И. Подземные воды Северной Африки. Изд. АН СССР, М., 1962.
- дю Тойт А. Геология Южной Африки. Изд. И. Л., М., 1957.
- Фроммурзе Х. Ф. Гидрогеологические исследования в аридных и полуаридных областях Южно-Африканского Союза и Анголы. В сб. Гидрогеология и гидрология аридной зоны земного шара. Изд. И. Л., М., 1955.
- Хиллс Е. Ш. Гидрология аридных и полуаридных областей Австралии. В кн. Гидрогеология и гидрология аридной зоны земного шара. Изд. И. Л., М., 1955.
- Saint-Olms J. de. Les phenomenes karstiques a Madagascar. Ann. Speleol., t. XIV, N 3—4, 1959.

Выводы

- Горбунова К. А. К вопросу формирования химического состава карстовых вод. Хим. география, вып. 1. Пермь, 1961.
- Горбунова К. А. Карстовые воды района селения Ключи. Гидрогеология и карстоведение, вып. 1. Пермь, 1962.
- Горбунова К. А. Химический состав подземных вод карбонатного и гипсового карста. Proceedings of the IV International Congress of Speleology in Yugoslavia, vol. III, Ljubljana, 1968.
- Дублянский В. Н., Шутов Ю. И., Вознесенская И. Е. Условия формирования химического состава подземных вод в карбонатных массивах. Докл. АН СССР, т. 175, № 4, 1967.
- Коноплянцев А. А. Зональность и аazonальность грунтовых вод. Сов. геология, № 12, 1960.
- Максимович Г. А. Гидрохимические фации грунтовых вод и их зональность. Докл. АН СССР, т. 56, № 6, 1947.
- Максимович Г. А. Химическая география вод Суши. Географгиз, М., 1955.
- Максимович Г. А. Гидрогеохимические зоны платформ. Хим. география и гидрогеохимия, вып. 3(4). Пермь, 1964.

Максимович Г. А. Основы учения о гидрохимических фациях. В кн. Хим. география вод и гидрогеохимия Пермской области. Пермь, 1967.

Нгуен Тхьонг Хунг. Основные черты гидрогеологических условий Северного Вьетнама. Геология и разведка, № 11, 1968.

Островский В. Н. Хордикайнен М. А., Баркалов И. А. Карст юго-запада Центрального Казахстана. Изв. АН Каз. ССР, сер. геологич., № 1, 1969.

Соколов Д. С. Некоторые особенности развития карста в одном из районов в среднем течении Р. Янцзы (Китай). В сб. Региональное карстоведение. Изд. Моск. об-ва испыт. прир., М., 1958.

Тинтилозов З. К. Анакопийская пропасть. Изд. АН Груз. ССР, Тб., 1968.

Шутов Ю. И. Гидрохимическая зональность подземных вод центральной части Главной гряды Крымских гор. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., № 5, 1966.

Maximowich G. A. Hydrogeochemical Platform Karst Water Zones. Problems of the Speleological Research, Part II, Brno, 1966.

Гл. III. РЕКИ КАРСТОВЫХ РАЙОНОВ

Азанова Р. В. Некоторые гидрохимические фации рек. Докл. конференции по хим. географии вод, Пермь, 1949.

Алекин О. А., Бражникова Л. В. Сток растворенных веществ с территории СССР. М., 1964.

Аполлов Б. А. Учение о реках. Изд. Моск. ун-та, 1952.

Балков В. А. О классификации рек карстовых районов. Гидрология и метеорология, вып. 2, Уч. зап. Пермского ун-та, № 169, 1967.

Балков В. А. Карпов В. В. Густота речной сети и влияние на нее карста. География Пермской области, вып. 2, Пермь, 1964.

Богословский В. Ф. Карстовые явления в окрестностях Пашийского завода. Уч. зап. Пермского пед. ин-та, вып. 13, 1954.

Бочкарев П. Ф. Гидрохимия рек Восточной Сибири. Иркутск, 1959.

Владимиров Л. А. О влиянии карстовых вод на режим стока рек южного склона Главного Кавказского хребта в пределах Западной Грузии. Тр. ин-та географии АН Грузинской ССР, т. V, физ.-геогр. сер., 1955.

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

Гаврилов А. М. О влиянии карста на сток малых рек. Изв. ВГО, т. 92, № 3, 1960.

Геннин В. И. Описание Уральских и Сибирских заводов, 1735. Гос. изд. «История заводов», 1937.

Гигинейшвили Г. Н. Формирование и режим стока рек карстовой области Абхазии и Мегрелии. Баку, 1965.

Горбунова К. А. Химическая география рек Пермской области. Река Ки-шертка. Докл. 5 Всеуральского совещания по вопросам географии и охраны природы, Пермь, 1960.

Горбунова К. А. Химическая география рек Пермской области. Реки Ма-зуевка, Советянка. Хим. геогр., вып. 1, Пермь, 1961.

Горбунова К. А. Особенности гипсового карста. Пермь, 1965.

Дукич Д. О речной сети Югославии и ее густоте. Гласник. Српск. географ, друшт. № 1, Београд, 1958.

Дукич Д. Амплитуде естремных водоема на рекама и језерима у ФНР ЈугоапаВНЈН. Зборник радова САН, 61, Геогр. ин-т, кн. 14, Београд, 1959.

Дукич Д. Режим река у красу Лугославш'е. Цви'ичев зборник САН, Београд, 1968.

Короткевич Г. В. О резкой аномалии в режиме источника Горький Ерик на оз. Баскунчак. Вестн. Ленинградок, ун-та., № 6, 1958.

Костин П. А. Опыт применения количественного метода к изучению горного карста. Вестн. Моск. ун-та, география, № 3, 1967.

Крубер А. А. Карстовая область Горного Крыма. М., 1915.

- Лопатин Г. В. Эрозия и сток наносов. Природа № 7, 1950.
- Лушников Е. А. Влияние карста на денудацию рек Урала. Хим. геогр. и гидрогеохимия, вып. 3(4), Пермь, 1964.
- Лушников Е. А. О влиянии состава пород и карстовых явлений на денудацию рек Урала. Гидрогеология и карстоведение, вып. 3, Пермь, 1966.
- Львович М. И. Элементы водного баланса рек земного шара. Гидроме-теоиздат, Свердлов. — М., 1945.
- Максимович Г. А. Химическая денудация Земли. Докл. АН СССР, т. 93, № 4, 1953.
- Максимович Г. А. Химическая география вод Суши. Географгиз. М., 1955.
- Максимович Г. А. Опыт районирования карста Чехословакии. Докл. геол. ф-та. Уч. зап. Пермского ун-та, т. 14, №. 1, 1959.
- Максимович Г. А. Химическая география и задачи пермских географов и геологов. Хим. геогр., вып. 1, Пермь, 1961.
- Максимович Г. А. Карст Австралии. Гидрогеология и карстоведение, вып. 1, Пермь, 1962.
- Максимович Г. А. Некоторые вопросы гидрологии карстовых областей. Методика изучения карста, вып. 8, Пермь, 1963.
- Максимович Г. А., Абрамов М. С. Химическая денудация в верховье р. Камы. Уч. зап. Пермского ун-та, т. XI, вып. 2, 1957.
- Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области. Пермь, 1958.
- Молитвин П. В. О методике гидрологических исследований, проведенных институтом «Гидроникель» в период с 1941 по 1955 год в карстовых районах Урала и Онего-Северодвинского водораздела. Тез. докл. на сов. по изучению карста, вып. 19, 1956.
- Молитвин П. В. Методика гидрогеологических исследований в карстовых районах Северного и Южного Урала и Онего-Северодвинского водораздела. Спец. вопросы карстоведения, Изд. АН СССР, М., 1962.
- Плащев А. В. Термический режим рек Крыма и влияние на него карстового питания. Тр. Укр. н.-и. гидрометеорологического ин-та, вып. 60, 1966.
- Преображенский А. А. Очерк колонизации Западного Урала в XVII — начале XVIII в. Изд. АН СССР, 1956.
- Рыжиков Д. В. Природа карста и основные закономерности его развития. М., 1954.
- Соболев С. С. Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними, т. 1, М.—Л., 1948.
- Тебеньков В. П. Некоторые данные о карстовых явлениях в Кизеловском каменноугольном районе. Материалы Кизеловской карстовой конференции, ОНТИ, М.—Л., 1935.
- Торсуев Н. П. Карст, особенности гидрографической сети и режима рек Онего-Северодвинского междуречья. Вестн. Ленингр. ун-та, № 24, сер. геол. и геогр. вып. 4, Л., 1961.
- Торсуев Н. П. Карст Онего-Двинского междуречья. Казань, 1964.
- Шимановский Л. А. Экспозиция склонов и густота речной сети юга Пермской области. Мат. VI Всеуральского совещ. по географии и охране природы. Уфа, 1961.
- Щукин И. С. Общая геоморфология, т. I, гл. II. Густота речной и долинной сети. М., 1960.
- Щукин И. С. Общая геоморфология, т. II, гл. VIII, Морфология карстовых областей. М., 1964.
- Balazs D. Karst Regions in Indonezia. Karszt — es Barlangkutatas, vol. V, Budapest, 1968.
- Corbel J. Les karsts du nord-ouest de l'Europe et de quelques regions de comparaison. Lyon, 1957.
- Corbel J. Vitesse de l'erosion. Z. Geomorph. 3, N 1, 1959 a. Corbel J. Erosion en terrain calcaire. Ann. geogr., 63, N 366, 1959 b. Corbel J. Karsts de Yougoslavie et notes sur les karsts tcheques et polo-nais. Revue Geogr. de l'Est, 5, N 3, 1965.

- Corbel J., Stchouzkoy T., Franck J. C., Muxart R. Erosion chimique dans le karst de Moravie. Bull. de Groupe de recherche speleologique de l'Ile de France. Paris, 1964.
- Corbel J., Stchouzkoy T., Franck J. C., Muxart R. Chemical Erosion in the Moravian Karst. Problems of the Speleological Research, Praha, 1965.'
- Cramer H. Die Karstgebiete der Britischen Inseln. Peterm. geogr. Mitt., 99, N 3, 1955.
- Cvijic J. Morphologische und Glaziale Studien aus Bosnien. Abhandl. d. geogr. Gesellsch. in Wien, B. II, III, 1901.
- Droppa A. Demanovske jaskyne. Bratislava, 1957.
- Gams I. Corrosion Intensity in the Slovene Karst. Summaries of Lectures IV Congr. Internat. of Speleology in Yugoslavia. Ljubljana, 1965.
- Gams I. Faktorji in dinamika korozije na karbonatnih kameninah slovens-kega dinarskega in alpskega krasa. Geogr. vestnik, 38, Ljubljana, 1966.
- Lehmann O. Die Hydrographie des Karstes. Enzyklopadie der Erdkunde. Leipzig —Wien, 1932.
- Maximowich G. A. Hydrogeochemical Platform Karst Water Zones. Problems of the Speleological Research, part II, Brno, 1966.
- Pulina M. Zjawiska krasowe w Zachodnim Kaukazie. Czasopismo geogra-ficzne, N 4, 1966.
- Pulina M. Zjawiska krasowe we Wschodniej Syberii. PAN, Warszawa, 1968.
- Rauser J., Stecl O., Vlcek V. Principal Characteristics of Karst Water in the Central European Area According to the Results of Research from the Moravian Karst. Problems of the Speleological Research. Praha, 1965.

Особенности стока рек карстовых районов

- Абдужабаров М. А. Карст Зеравшанских гор. Автореф., кандидат, дисс, Пермь, 1965.
- Аверьянова Г. А. Некоторые итоги изучения подземного питания малых рек Среднего Поволжья. Тр. Казан, филиала АН СССР, вып. 4. Казань, 1959. Аполлов Б. А. Учение о реках. Изд. Моск. ун-та, 1963.
- Балков В. А. Влияние карста на режим стока рек юго-восточной части Пермской области. Зап. Перм. отд. ВГО, вып. I, Пермь, 1960.
- Балков В. А. Влияние ландшафтных условий на связь сезонного стока с атмосферными осадками в бассейне р. Белой. Материалы 6 Всеурал. совещ. по вопросам географии и охраны природы. Уфа, 1961.
- Балков В. А. Методика изучения влияния карста на сток рек (на примере Кунгурско-Иренского карстового района). Труды Всес. совещ. по методике изучения карста, вып. 8, Гидрология карста, Пермь, 1963 а.
- Балков В. А. Особенности формирования сезонного стока рек Уфы и Белой в связи с ландшафтными условиями. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 23, вып. 3. Пермь, 1963 б.
- Балков В. А. Влияние карста на зарегулированность речного стока. Сб. География Пермской области, вып. 2, Пермь, 1964 а.
- Балков В. А. Влияние карста на водный баланс и сток. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 112. Пермь, 1964 б.
- Балков В. А. Влияние карста на подземный сток рек. Сб. Гидрогеология и карстование, вып. 2. Пермь, 1966 а.
- Балков В. А. Особенности колебаний годового стока рек карстовых районов Урала. Сб. География Пермской области, вып. 3. Пермь, 1966 б.
- Балков В. А. Влияние карста на сток рек Тимана. Уч. зап. Перм. ун-та, N° 146, Пермь, 1966 в.
- Балков В. А. Закономерности влияния карста на сток рек горных стран. Сб. Гидрология и метеорология, вып. I, Пермь, 1967 а.

- Балков В. А. Закономерности влияния карста на сток рек Русской равнины. Сб. Гидрология и метеорология, вып. I, Пермь, 1967 б.
- Балков В. А., Карпов В. В. Особенности формирования летнего меженного стока малых рек в условиях карста. Сб. География Пермской области вып. 3. Пермь, 1966.
- Биро П. и Дреш Ж. Средиземноморье, т. I, Изд. ин. лит-ры, М. 1960.
- Великанова Т. И. О потерях весеннего стока на севере Европейской части СССР. Метеор, и гидрол., № 1, 1957.
- Владимиров Л. А. О влиянии карстовых вод на режим стока рек южного склона Главного Кавказского хребта в пределах Западной Грузии Труды ин-та географии АН Груз. ССР, т. VI, физ.-геогр. серия, 1955.
- Владимиров Л. А. О режиме карстовых вод Западной Грузии. Изв. Всес. геогр. общ-ва, т. 89, № 1, 1957.
- Владимиров Л. А. О карстовых водах Грузии и влиянии их на режим стока рек. Тр. геогр. общ-ва Груз. ССР, т. IV, 1959.
- Владимиров Л. А. К методике исследования режима стока карстовых вод в горной области (на примере Грузии). Тр. Всес. совещ. по методике изучения карста, вып. 8, Гидрология карста, Пермь, 1963.
- Воскресенский К. П. Водные ресурсы рек Центральных Черноземных областей. Труды ГГИ, вып. 12(66), Л., 1948.
- Воскресенский К. П. Гидрологические расчеты при проектировании сооружений на малых реках, ручьях и временных водотоках. Гидрометеиздат, Л., 1956.
- Воскресенский К. П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза. Гидрометеиздат, Л., 1962.
- Гаврилов А. М. К вопросу об учете влияния природных факторов на сток. Изв. ВГО, т. 88, № 2, 1956.
- Гаврилов А. М. Изучение стока в карстовых районах. Тезисы докл. III Всес. гидрол. съезда, Л., 1957.
- Гаврилов А. М. Изучение стока в карстовых районах. Труды III Всес. гидрол. съезда, т. VII, Л., 1959.
- Гаврилов А. М. О влиянии карста на сток малых рек. Изв. ВГО, т. 92, № 3, 1960.
- Гаврилов А. М. и Кузнецов И. В. Условия стока в своеобразном речном бассейне на примере одной весны. Изв. ВГО, т. 89, № 5, 1957.
- Гаврилов А. М. и Попов И. В. Гидрология и народное хозяйство. Гидрометеиздат, Л., 1960.
- Гвоздецкий Н. А. Опыт районирования карста Большого Кавказа. Геогр. сборник ВГО СССР: I, М.—Л., 1952.
- Гвоздецкий Н. А. Карст. Географгиз, М., 1954.
- Гигинейшвили Г. Н. Исследование подземных путей карстовых вод в бассейнах рек Западной Грузии. Докл. 3-й науч. сессии спелеологов. Тбилиси, 1964 а.
- Гигинейшвили Г. Н. Влияние карстовых вод на сток рек Абхазии и Мегрелии. Тезисы докл. ин-та географии им. Вахушти АН Груз. ССР, Тбилиси, 1964 б.
- Гигинейшвили Г. Н. Генетическая схема гидрологической типизации карстовых рек Западной Грузии. Сб. Пещеры Грузии, т. III. Изд. АН Груз. ССР, 1965 а.
- Гигинейшвили Г. Н. Формирование и режим стока рек карстовой области Абхазии и Мегрелии. Автореф. кандид. дисс, Баку, 1965 б.
- Гигинейшвили Г. Н. Питание рек карстовой области Абхазии и Мегрелии. Сообщ. АН Груз. ССР, 1965 в.
- Гуревич Ю. М. Условия подземного карстового стока Силурийского плато. Сб. Гидрогеология и карстование, вып. 3, Пермь, 1966.
- Давыдов Л. К. Водоносность рек СССР, ее колебания и влияние на нее физико-географических факторов. Гидрометеиздат, Л., 1947.
- Давыдов Л. К. Гидрография СССР, ч. II, Изд. Ленингр. ун-та, 1955.
- Дублянский В. Н. О роли снега в закарстовании и питании карстовых вод. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 2, 1963.

- Зайков Б. Д. Карта среднего годового стока Европы. Тр. ГГИ, вып 6 1938.
- Зайков Б. Д. Средний сток и его распределение в году по территории СССР. Тр. НИУ ГУГМС, сер. IV, вып. 24, Гидрометеиздат, Л.—М., 1946.
- Зверев В. Р. Учет явлений карста в расчетах снеговых паводков на примере рек западных предгорий Урала (тезисы). Спец. вopr. карстоведения, Изд. АН СССР, М., 1962.
- Зекцер И. С. Гидрогеологические условия подземного стока в реки Северо-Запада Европейской территории СССР. Сб. работ по гидрологии, № 3. Гидрометеиздат, Л., 1963.
- Иванов И. М. Изученность вод Народной Республики Болгарии. Тр. III Всес. гидрол. съезда, т. 7. Гидрометеиздат, Л., 1959.
- Иванов Я. Н. Гидрология бассейна карстовой реки Пярдомли. Исслед. рек СССР, вып. 6, 1933.
- Каск А. Г. Исследование минимального стока рек северной Эстонии в связи с карстовым питанием. Сб. работ по гидрологии, № 3. Гидрометеиздат Л., 1963.
- Клименко В. И. Естественные ресурсы артезианских вод Азово-Кубанского бассейна. Геология и разведка, № 8, 1965.
- Козменко А. С. Мелиорация водоносности карстовых районов Центрально-Черноземной и южной части Московской области. Акад. с.-х. наук им. В. И. Ленина, Всес. научно-исслед. ин-т гидротех. и мелиорации, 1931.
- Колотилыщикова В. К. Режим карстовых вод Силурийского плато. Сб. Спец. вопросы карстоведения, Изд. АН СССР, М., 1962.
- Комаров В. Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР. Гидрометеиздат, М., 1959.
- Кочерин Д. И. Вопросы инженерной гидрологии. Энергоиздат, М., 1932.
- Крутов В. М. Модуль подземного стока Кизильско-Суундукского района Магнитогорской карстовой области. Сб. Гидрогеология и карстоведение, вып. 1, Пермь, 1962.
- Куделин Б. И. Гидрологический анализ и методы определения подземного питания рек. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем, т. V, 1949.
- Куделин Б. И. Об учете геологических и гидрогеологических условий речных бассейнов при определении подземного питания рек и расчетах водного баланса. Труды Всес. совещ. по изучению стока, регулированию стока и зимнему режиму. Изд. АН СССР, М., 1954.
- Куделин Б. И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. Изд. Моск. ун-та, 1960.
- Кузин П. С. Объемы стока весеннего половодья на равнинных реках СССР. Тр. ГГИ, вып. 50 (104), 1955.
- Кузин П. С. Классификация рек и гидрологическое районирование СССР. Гидрометеиздат, Л., 1960.
- Линслей Р. К., Колер М. А., Паулюс Д. Л. Х. Прикладная гидрология. Гидрометеиздат, Л., 1962.
- Л ушников Е. А. Подземный сток Башкирии. Науч. тр. Перм. гор. ин-та, сб. 1, 1956.
- Львович М. И. Элементы водного режима рек земного шара. Труды НИУ ГУГМС, сер. IV, вып. 18. Гидрометеиздат, Свердлов. — М., 1945.
- Львович М. И. Человек и воды. Географгиз, М., 1963.
- Максимович Г. А. Районирование карста СССР. Докл. IV Всеуральск. совещ. по физ.-геогр. и эконом.-геогр. районированию. Пермь, 1958.
- Максимович Г. А. Основные типы и модуль подземного стока карстовых областей. Докл. АН СССР, т. 128, № 5, 1959.
- Максимович Г. А. Гидродинамические зоны карстовых вод и основные типы подземного стока. Сб. Спец. вопросы карстоведения. Изд. АН СССР, 1960.
- Максимович Г. А. Тектонические закономерности распределения карста на территории СССР. Сб. Общ. вopr. карстовед., Изд. АН СССР, М., 1962.
- Максимович Г. А. Основы карстоведения, т. I, Пермь, 1963 а.
- Максимович Г. А. Некоторые вопросы гидрологии карстовых областей.

- Тр. Всес. совещ. по методике изучения карста, вып. 8, Гидрология карста, Пермь, 1963 б.
- Максимович Г. А., Балков В. А. Водный баланс и подземный сток Урала. Тр. МОИП, т. XVIII, 1966.
- Максимович Г. А., Горбунова К. А. Типы карста Урала. В сб. Типы карста в СССР. М., 1965.
- Маркова О. Л. Влияние карста на сток рек бассейна р. Ай (западный склон Южного Урала). Тр. Гидрол. ин-та, вып. 122, Л., 1965.
- Маркова О. Л. Сток карстовых рек Восточно-Европейской равнины. Ав-тореф. кандид. дисс., Л., 1967.
- Молитвин П. В. О методике гидрологических исследований, проведенных институтом «Гипроникель» в период с 1941 по 1955 гг. в карстовых районах Урала и Онего-Северодвинского водораздела. Тез. докл. на совещ. по изуч. карста, вып. 19, М., 1956.
- Молитвин П. В. Особенности режима карстовых рек Северного и Южного Урала. Тр. III Всес. гидрол. съезда, т. 7, Гидрометеиздат, Л., 1959.
- Молитвин П. В. Изучение особенностей водного режима закарстованных рек. Изв. АН СССР, сер. геогр. № 6, 1960.
- Молитвин П. В. Методика гидрологических исследований в карстовых районах Северного и Южного Урала и Онего-Северодвинского водораздела. Сб. Специальные вопросы карстоведения. Изд. АН СССР, М., 1962 а.
- Молитвин П. В. Гидрологические исследования в условиях карста. Изв. В ГО, т 94, № 2, 1962 б.
- Молитвин П. В. Карст Онего-Двинского междуречья и его роль в водном режиме верховьев р. Емцы. Сб. работ по гидрологии, № 5, Гидрометеиздат, Л., 1965.
- Муравейский С. Д. Пути построения теории биологической продуктивности водоемов. Зоологический журнал, т. XV, вып. 4, 1936.
- Муравейский С. Д. Процесс стока как географический фактор. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., т. X, № 3, М., 1946.
- Муравейский С. Д. Роль географических факторов в формировании географических комплексов. Сб. Вопросы географии, № 9, 1948.
- Небольсин С. И. Среднее количество атмосферных осадков в Европейской России по наблюдениям 1888—1912 гг. Тр. по климатол. России, вып. 1, Петроград, 1916.
- Норватов А. М. Минимальный сток малых рек Европейской территории СССР. Труды ГГИ, вып. 52, 1956.
- Олиферов А. Н. Исследования снежного покрова Крымских нагорий в 1953—1954 гг. Сб. Вопросы гидрологии, М., 1957.
- Олиферов А. Н., Дублянский В. Н. Распределение снежного покрова в горном Крыму. Тр. Укр. НИГМИ, вып. 34, Л., 1962.
- Петров Г. Н. Карты минимального и среднего многолетнего меженного стока рек Среднего Поволжья. Изв. Казан, филиала АН СССР, вып. 4, Казань, 1963.
- Пламеневский Л. Н. Развитие карста Центральной части Северного Кавказа. Сб. Региональное карстоведение. Изд. АН СССР, М., 1961.
- Покровский П. О максимальных расходах с малых водосборов в карстовом Чусовском районе Свердловской области. Метеор. и гидрол., № 11, 1940.
- Поляков Б. В. Гидрологический анализ и расчеты. Гидрометеиздат, Л., 1946.
- Рыжиков Д. В. Природа карста и основные закономерности его развития. Тр. горно-геол. ин-та, УФ АН СССР, вып. 21, М., 1954.
- Семенова Л. Ф. К вопросу о режиме карстовых вод. Сб. ГГИ, № 1, 1938.
- Соколов Д. С. Основные условия развития карста. Госгеолтехиздат, М., 1962.
- Соколовский Д. Л. Речной сток. Л., 1959.
- Торсуев Н. П. Карст, особенности гидрографической сети и режим рек Онего-Северодвинского междуречья. Вестник Ленинградск. ун-та, № 24, 1961.
- Уйвари И. А. Некоторые особенности формирования минимального стока рек Румынской Народной Республики. Тр. III Всес. гидрол. съезда, т. 7, 1959.

Федоров Л. Т. Исследования и расчет максимальных снеговых половодий рек Европейской части СССР. Пробл. регул. речи, стока, вып. 5, Изд. АН СССР, М, 1952.

Филенко Р. А. Влияние метеорологических факторов и карста на сток рек Крымской области. Вестн. ЛГУ, № 8, 1949.

Хмаладзе Г. Н. Изменчивость годового стока горных рек Закавказья. Тр. Тбил. н.-и. гидромет. ин-та, вып. 5, 1959.

Шамов Г. И. Режим ливадийских источников в связи с гидрологическими условиями района. Вестник ирриг., № 6, Управл. водн. хоз. Ср. Азии, Ташкент, 1927.

Balazs D. Die Hohlen des Siidthinesischen Karstgebietes. Die Hohle, N 1, Wien, 1961.

Bögli A. Karsthydrographische Untersuchungen in Muotatal. Regio basiliensis, I, N 2, 1960.

Дукич Д. Водни биланс ФНР ЈугоМаВНЈе. Гласник Српског. геогр. друшт-ва, № 1, 1959.

Hiekel W. Karsterscheinungen im Helbegebiet. Wiss. Z. Friedrich-Schiller-Univ., Math. — Naturwiss. Reihe, N 1—2, Jena, 1959—1960.

Macdonald A. T. Run-off of Chalk Streams. Proc. Inst. Civil Engrs, May, 1961.

Maurin V., Zötl J. Die Untersuchung der Zusammenhänge unterirdischer Wiisser mit besonderer Berücksichtigung der Karstverhältnisse. Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, NF, N 1—2, 1959.

Morariu T., Savu A. Densitatea retelei hidrografice din Transilvania, Banat, Crisana, Maramures. Probl. Geogr., vol. I, Bucuresti, 1954.

Морариу Т., Саву А., ДумбравэФ. Плотность гидрографической сети в РНР. Revue de Geol. et de Geogr., t. I, Bucarest, 1957.

P a n 11 e R. Karsterscheinungen in den Gewässern Wiirttembergs. Gas-und Wasserfach, 94, N 14, 1953.

Ленче в П. Г. Бележки върху хидрологията на извориата област, на р. Струма до язовир «Студена». Годишн. Софийск. ун-та, Биол.-геол.-геогр. фак., № 3, 1960.

Savnik R. Hidrografsko zaledje planinskega polja. Geogr. vest., 1960.

Schmidt H. Hydrologisches Problem und wasserwirtschaftliche Aufgabe «Donauversinkung». Wasserwirtschaft, N 10, 1961.

Verstappen H. Th. Some observations on Karst development in the Malay archipelago. J. Trop. Geogr., 14, July, 1960.

Wundt W. Niedrigabfluss und Wasserversorgung in Deutschland. Gas-und Wasserfach, 101, N 28, 1960.

Zötl J. Methodik und Methoden der Karsthydrologie. Mitt. Osterr. Geograph. Ges., 102, N 2, Wien, 1960.

Zötl J. Die Hydrographie des nordostalpienen Karstes. Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 1960/61, 2, Graz, 1961.

Гл. IV. ОЗЕРА КАРСТОВЫХ РАЙОНОВ

Абдужабаров М. А. Воронки, поля и карстово-ниваационные цирки Зе-равшанских гор. Материалы по физической географии Узбекистана. Ташкент, 1966.

Амалицкий В. П. Об экскурсиях в северо-восточной части Нижегородской губернии. Прот. отд. физики и химии Варшавского общества естествоиспытателей, 1891.

Андреева М. А. Физико-географические особенности озер Челябинской области и их хозяйственное использование. Пермь, 1964.

Антыков А., Гвоздев Б. Карстовые озера Брянской области. Изв. Но-иозыбковского отд. Геогр. об-ва СССР, № 1, 1958.

Арманд Д. Л. Румыния. Физико-географическое описание. Изд. АН СССР, М.—Л., 1946.

Баранов И. В. Лимнологические типы озер СССР. Гидрометеиздат, Л., 1961.

- Басков Е. А., Корнутова Е. И. Карстовые явления в Южной Якутии. Мат. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 24, М., 1959.
- Белюкас К. К. Озера Литовской ССР. Природа, № 8, 1953.
- Богатков Н. М. Некоторые данные о карсте и карстовых водах Хабаровского края и Амурской области. В кн. Региональное карстование, Изд. АН СССР, М., 1961.
- Богданов В. В. Некоторые проблемы лимнологии. Изв. Всес. Геогр. об-ва, т. 92, № 2, 1967.
- Богословский Б. Б. Озероведение. Изд. Моск. ун-та, М., 1960.
- Богословский Б. Б. Схема гидрологической классификации озер и районирование озер СССР. Вестн. Моск. ун-та, сер. геогр., № 2, М., 1960.
- Богословский Б. Б., Гордиенко В. Я. О влиянии относительных размеров зеркала и бассейна озер на колебания уровней воды. Вестн. Моск. ун-та, сер. геогр., № 2, М., 1967.
- Бондарчук В. Г. Основы геоморфологии. Карстовые источники и карстовые озера. Учпедгиз., М., 1949.
- Борзов А. А. Общий характер поверхности Уфимского Предуралья. В кн. Географические работы. Географгиз, М., 1951 а.
- Борзов А. А. Рельеф Башкирии. В кн. Географические работы. Географгиз, М., 1951 б.
- Бояджиев Н. Карстовите басейни в България и подземните им води. Изв. Инст. хидрологии и метеорологии. БАН, т. II, София, 1964.
- Бурдэ Б. И. Некоторые особенности карста Малого Хингана. В сб. Геология, геоморфология, полезные ископаемые Приамурья. 1 (72), Хабаровск, 1961.
- Бутырина К. Г. Карстовые явления окрестностей пос. Полазна Добрянского р-на Пермской области. Уч. зап. Пермского ун-та, т. 21, вып. 3, 1962.
- Бутырина К. Г. К гидрохимии Таборских озер. Хим. геогр. и гидрогео-хим.ия, вып. 3(4), Пермь, 1964.
- Бутырина К. Г. Удивительные озера. Календарь-справочник Пермской области на 1966 г. Пермь, 1965.
- Бутырина К. Г. Карстовые озера бассейна Нижней Косьвы. Гидрогеология и карстование, вып. 3, Пермь, 1966.
- Бутырина К. Г., Калинина В. П. Край исчезающих речек и озер. Календарь-справочник Пермской области на 1967 г. Пермь, 1966.
- Бутырина К. Г., Ященко Р. В. К термике карстовых озер. Материалы по географическим исследованиям на Западном Урале, Севере и Востоке Азии. Уч. зап. Пермского ун-та, № 165, Пермь, 1967.
- Варсановьева В. А. В южной части Уфимского плоскогорья. Землеведение, кн. III—IV, М., 1916.
- Викторов С. В. Геоботанические признаки карстово-суффозионных процессов в пустыне. Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы, отд. биол., 60, № 1, 1955.
- Вологодский Г. П. Районирование карста Южного Приангарья. Тр. II совещания по подз. водам и инж. геол. Вост. Сибири, т. III, Иркутск, 1959.
- Вологодский Г. П. Карст Южного Приангарья. В кн. Инженерно-геологические особенности Приангарского промышленного района и их значение для строительства. Изд. Наука, М., 1965.
- Вологодский Г. П. Карстовые озера. В кн. Инженерная геология Прибайкалья. Изд. Наука, М., 1968.
- Воскресенский С. С. Геоморфология Сибири. Изд. Моск. ун-та. М., 1962.
- Галошин О. А., Ильина И. И. Пивоваровский карстовый участок юго-западнее г. Вязники. Материалы к научно-техническому совещанию по вопросам изучения инженерно-геологических процессов в Среднем Поволжье и Приуралье. Дзержинск, 1967.
- Гвоздецкий Н. А. Карст. Географгиз, М., 1954.
- Гвоздецкий Н. А., Машбиц Я. Г. Некоторые проблемы карста Юкатана. В кн. Региональное карстование, Изд. МОИП, М., 1958.
- Голубева Л. В. Химический состав вод некоторых карстовых озер Пермской области. Гидрохимические материалы, т. 21, Новочеркасск, 1953.

Гольц С. И. Карстовые пещеры центрального Устюрта. В сб. Спелеология и карстование. М., 1959.

Горбунова К. А. Карст приустьевой части р. Чусовой. Уч. зап. Пермского ун-та, т. X, вып. 2, 1956.

Горбунова К. А. Геоморфология окрестностей с. Усть-Кишерть Пермской области. Уч. зап. Пермского ун-та, т. XI, вып. 2, 1957.

Горбунова К. А. Карстовые озера окрестностей Мазуевки в Пермской области. Докл. V Всесоюзного совещания по вопросам географии и охраны природы, Пермь, 1959.

Горбунова К. А. Сплавина на карстовых озерах. Зап. Пермского отд. Геогр. об-ва СССР, вып. 1, Пермь, 1960.

Горбунова К. А. Карстовые озера окрестностей деревни Дикое Озеро. География Пермской области, вып. 1, Пермь, 1962.

Горбунова К. А. Озера гипсового карста. Гидрогеология и карстование, вып. 1, Пермь, 1962.

Горбунова К. А. Влияние условий питания и стадий развития на химический состав карстовых озер. Хим. геогр. и гидрогеохимия, вып. 2(3), Пермь, 1963.

Горбунова К. А. Влияние гипсового карста на химический состав вод озер-стариц. Хим. география и гидрогеохимия, вып. 2(3), Пермь, 1963.

Горбунова К. А. Озера гипсового карста стадии приподнятой равнины. География Пермской обл., вып. 2, Пермь, 1964.

Горбунова К. А. Карстовые озера Пермской области. Гидрогеология и карстование, вып. 2, Пермь, 1964.

Горбунова К. А. Особенности гипсового карста. Карстовые озера. Пермь, 1965.

Горбунова К. А. Голубые глаза Прикамья. В сб. Беречь природу Прикамья. Пермь, 1966.

Горбунова К. А. Гидрогеологическая классификация карстовых озер. В сб. Карст Урала и Приуралья. Пермь, 1968.

Горбунова К. А., Бутырина К. Г., Яценко Р. В. Карстовые озера равнинной части Пермской области. В кн. Вопросы изучения карста Русской равнины. М., 1966.

Горбунова К. А., Бу ты рин а К. Г., Я щен к о Р. В. Химическая география озерных вод и льда. Карстовые озера. Химическая география вод и гидрогеохимия Пермской обл. Пермь, 1967.

Горбунова К. А., Пономарева Л. А. Химический состав карстовых озер Пермской области. Хим. геогр. и гидрогеохимия, вып. 3(4), Пермь, 1964.

Грацианский А. Н. Природа Югославии. Географгиз, М., 1955.

Григорьев А. А. Геоморфологический очерк Вилуйского района. В сб. Якутская АССР, вып. 1, М., 1932.

Гричук В. П. Карстовые озера (современные и ископаемые) долины р. Теши. Землеведение, т. 39, вып. 1, М., 1937.

Дзенс-Литовский А. И. Минеральные озера Илецкого соляного купола и их термический режим. Тр. Лаборат. озероведения, т. II, М.—Л., 1953.

Добрынин Б. Ф. Апеннинская Италия. Землеведение, т. 22, кн. IV, М., 1915.

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

Докучаев В. В. Материалы по оценке земель Нижегородской губернии. Изд. Нижегород. губ. земства, т. 12, 1886.

Дорофеев Е. П. Кальцитовые пленки и кристаллы гипса в Кунгурской пещере. Пещеры, вып. 6(7), Пермь, 1966.

Дрозд В. В. О карстовых явлениях в Белоруссии. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 96, № 1, 1964.

Дукич Д. Амплитуде экстремних водоема на рекама и језерима у ФНР Југославији. Зборник радова САН 61, Географски институт, кн. 14, Београд, 1959.

Жинью М., Барбье Р. Геология плотин и гидротехнических сооружений. Госстройиздат, М., 1961.

Загорев Н. Магура. В сб. Болгария. Изд. И. Л., М., 1953.

- Зайцев И. К. Вопросы изучения карста СССР. Госгеолиздат, М.—Л., 1940.
- Зенцова А. И. Куба. Географгиз, М., 1952.
- Златна Панега. В сб. Болгария, Изд. И. Л., М., 1953.
- Зонов Б. В. Читинская область. Физико-географический очерк. БСЭ, т. 47, 1957.
- Зубашенко М. А. Карстовые явления в верхнеюрских гипсах на северном склоне Западного Кавказа. Изв. Воронежского лед. ин-та, т. IV, 1938.
- Зыков И. В. Что происходит с Третьяковым озером? Изв. Всес. Геогр. об-ва, т. 96, вып. 1, 1964.
- Иванов П. Рабишката пещера (Магура) и езерото край нея. Природа (Бълг.), II, № 1, 1962.
- Ильин А. Н. Орогидрография и поверхностные проявления карста района Алатырско-Горьковских поднятий. В кн. Вопросы изучения карстовых явлений в районе г. Дзержинска. Изд. АН СССР, М., 1962.
- Карандеева М. В. Геоморфология Европейской части СССР. Изд. Моск. ун-та. М., 1957.
- Кикнадзе Т. З. О спелео-карстовых явлениях массива Арабика. Пещеры Грузии, т. 4, Тб., 1966.
- Клер М. О. Карта карста Урала. Геологический музей Свердловского горного института, 1938.
- Клер М. О. Карстовые озера Урала. Тезисы докладов Пермской карстовой конференции. Пермь, 1947.
- Ковачев И. Карстът и карстовите води в поречието на Горен и Среден Вит и Глава Панега. В кн. Карстовите подземни води в България, София, 1959.
- Ковлер И. Н. Причуды Малого Лужьяра. Природа, № 2, 1962.
- Корбутяк М. В. Совещание по карстовым озерам. Изв. Всес. Геогр. об-ва. т. 99, № 6, 1967.
- Коржуев С. С. Мерзлотный карст Среднего Приленья и некоторые особенности его проявления. В кн. Региональное карстование, изд. АН СССР, М., 1961.
- Коржуев С. С. Карст Якутии. В кн. Типы карста в СССР. Изд. АН СССР. М., 1965.
- Коржуев С. С., Николаев С. С. Типы мерзлотного карста и некоторые особенности его проявления. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 6, 1957.
- Короткевич Г. В. О резкой аномалии в режиме источника «Горький Ерик» на оз. Баскунчак. Вестн. Ленинградского ун-та, № 6, 1958.
- Короткевич Г. В. Гидрогеологические условия и карст Солотвинского соляного купола. В сб. Гидрогеология соляных месторождений и минеральные воды. Изд. Недра, Л., 1964.
- Костин П. А. Каровые озера хребта Абишира-Ахуба. Мат. по изучению Ставропольского края, вып. II, Ставрополь, 1964.
- Кривошеков И. Я. Бездонное озеро. Словарь Верхотурского уезда Пермской губернии. Пермь, 1910.
- Крубер А. А. Гидрография карста. Сборник в честь 70-летия Д. Н. Ану-вдша, М., 1913.
- Крубер А. А. Карстовая область Горного Крыма. М., 1915.
- Крубер А. А. Общее землеведение, ч. II. Учпедгиз, М., 1937.
- Кудряшов И. К. Гипсовый карст западной Башкирии. В сб. Новости карстования и спелеологии, № 2, М., 1961.
- Кудряшов И. К. Влияние карста на сельскохозяйственное использование территории на примере Башкирии. В кн. Карст и его народнохозяйственное значение. Изд. АН СССР, М., 1964.
- Кузнецов И. Г. Озеро Церик-Кель и другие формы карста в известняках Скалистого хребта на Северном Кавказе. Изв. Гос. рус. Геогр. об-ва, т. 60, вып. 2, 1928.
- Куликовский Г. И. Зарастающие и периодически исчезающие озера Обоненского края. Землеведение, т. 1, кн. 1—2, 1894.

- Лаптева Н. Н. Разгадка — в термическом режиме. Природа, № 8, 1963.
- Лаптева Н. Н. К вопросу о химическом составе и минерализации вод южного окончания Вятского вала. В кн. Вопросы геоморфологии Среднего Поволжья, вып. V—VI, Казань, 1968.
- Лаптева Н. Н., Ступ и шин А. В. Карстовые озера Марийской АССР. В кн. Вопросы геоморфологии Среднего Поволжья, вып. V—VI, Казань, 1968.
- Лепнева С. Г. Жизнь в озерах. В кн. Жизнь пресных вод СССР. Изд. АН СССР, М.—Л., 1950.
- Лилиенберг Д. А. Карстовые районы и пещеры Дагестана. В сб. Спелеология и карстование. М., 1959.
- Луи Г. Албания. Изд. И. Л., М., 1948.
- Лушников Е. А. Районирование карста Башкирии. Уч. зап. Пермского унта, т. X, вып. 2, 1956.
- Лушников Е. А. Районирование карста Башкирии. В кн. Региональное карстование. Изд. АН СССР, М., 1961.
- Люткевич Е. М. Нефтегазоносность Приверхоянского прогиба и Вилуйской синеклизы. В кн. Материалы по геологии и нефтеносности Якутской АССР. Гостоптехиздат, Л., 1959.
- Лыкошин А. Г., Соколов Д. С. Красный Ключ. Природа, № 8, 1957.
- Мазарович А. Н. Провалы и пещеры в юго-восточной части Нижегородской губернии. Землеведение, кн. III—IV, М., 1912.
- Маков К. И. Подземные воды Башкирской АССР. Киев, 1946.
- Макович Ј. Еволуција Жагубичког врела. Гласник српског. геогр. друштва, 42, № 2, Београд, 1962.
- Максимович Г. А. Гидрохимические фации вод озер (и морей). Изв. АН СССР, сер. геогр. и геоф., т. 8, № 4, 1944.
- Максимович Г. А. Гидрохимические фации вод озер (и морей). Докл. АН СССР, т. 51, № 2, 1945.
- Максимович Г. А. Химическая география вод Суши. Географгиз. М., 1955.
- Максимович Г. А. Озеро Кислое в Кишертском районе Пермской области и его происхождение. Уч. зап. Пермского ун-та, т. VII, вып. 4, 1956.
- Максимович Г. А. Химическая география и задачи пермских географов и геологов. Хим. геогр., вып. II, Пермь, 1961.
- Максимович Г. А. Карст Австралии. Гидрогеология и карстование, вып. 1, Пермь, 1962 а.
- Максимович Г. А. Карст Южной Америки. Гидрогеология и карстование, вып. 1, Пермь, 1962 б.
- Максимович Г. А. Карст Африки. Гидрогеология и карстование, вып. 2, Пермь, 1964 а.
- Максимович Г. А. Карст мела. Гидрогеология и карстование, вып. 2, Пермь, 1964 б.
- Максимович Г. А. Землетрясения в Прикамье. География Пермской области, вып. 2, Пермь, 1964 в.
- Максимович Г. А. Карст восточной окраины Русской равнины. В сб. Вопросы изучения карста Русской равнины. М., 1966.
- Максимович Г. А., Голубева Л. В., Горбунова К. А. Карстовые провалы в с. Усть-Кишерт Пермской области. Природа, № 4, 1950.
- Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области. Пермь, 1958.
- Максимович Г. А., Горбунова К. А. Типы карста Урала. В кн. Типы карста в СССР. М., 1965.
- Максимович Г. А., Тюрина И. М. Химический состав атмосферных осадков. Хим. геогр. вод и гидрогеохим. Пермск. обл., Пермь, 1967.
- Максимович Г. А., Яценко Р. В. Химический состав льда озер (и прудов). Хим. география и гидрогеохимия, вып. 2(3), Пермь, 1962.
- Маматов А. Карст верховья р. Кичикуру. Материалы по физ. географии Узбекистана. Ташкент, 1966.
- Маматов А. Карстовые озера в горах левобережья бассейна Кашкадарьи.

Материалы республиканской научной конференции по проблеме изучения и использования природных ресурсов Узбекистана. Самарканд, 1968.

Маркин А. И. Карст Горьковской области и маршруты туристских походов. Горький, 1953.

Мартонн Э. Физическая география Франции. Изд. И. Л., М., 1950.

Махачек Ф. Рельеф Земли, т. I, Изд. И. Л., М., 1959.

Мейнцер О. Э. Учение о подземных водах. ОНТИ, Л.—М., 1935.

Миллер Н. С. Типы озерных котловин Брянской области. В кн. Озера, их природа и использование. Смоленск, 1965.

Мирошников Л. Д. Карст арктической части Сибирской платформы. Сов. геол., № 7, 1962.

Молиш П. В. Карст Онего-Двинского междуречья и его роль в водном режиме верховьев реки Емцы. Сб. работ по гидрологии, № 5, Гидрометеиздат, Л., 1965.

Муравейский С. Д. Очерки по теории и методам морфометрии озер. Географгиз, М., 1960.

Никифоров Н. К. В верховьях Н. Тунгуски и правых притоках среднего течения Вилюя. Предвар. отчет об организации и исполнении работ по исслед. почв Азиатской России в 1914 г., СПб, 1916.

Николишин В. П. Особенности карста и борьба с его проявлениями в условиях шахты 8 Солотвинского соляного рудника. Тр. Укр. НИИ Соляной промышленности, вып. 7(15), М., 1964.

Орлянкин С. М. Геология, гидрогеология и соленосность Колво-Вишеркской водораздельной области и граничащих с ней участков. Зап. Всероссийского минералогич. об-ва, ч. 70, в. I, 1941.

Отрешко А. И. Некоторые особенности карста Куйбышевского Заволжья. Изв. Всес. Геогр. об-ва, т. 97, № 3, 1965.

Пармузин Ю. П. Вопросы картоведения Сибири. Изв. Всес. Геогр. об-ва, т. 86, № 1, 1954.

Пармузин Ю. П. Ландшафтообразующее значение карста Сибири. Уч. зап. Моск. ун-та, вып. 170, 1954.

Пармузин Ю. П. Данные о карсте севера Средне-Сибирского плоскогорья. В кн. Региональное карстоведение. Изд. АН СССР, М., 1961.

Пенчев П. Физическая география Болгарии. Карстовые озера и болота. М., 1960.

Посохов Е. В. Соляные озера Казахстана. Изд. АН СССР, М., 1955.

Прозорова Н. А. О разгрузке напорных подземных вод в долине р. Оки у г. Дзержинска. Тр. Лаборат. гидрогеол. проблем, т. 47, М., 1962.

Рейнгард А. Л. Озера Закавказья. В кн. Геология СССР. т. X, Закавказье, ч. 1, Госгеолгиздат, М.—Л., 1941.

Родионов Н. В. Карст Европейской части СССР, Урала и Кавказа. Гос-геолтехиздат, М., 1963.

Рыжиков Д. В. Природа карста и основные закономерности его развития. Изд. АН СССР, М., 1954.

Сагитова Л. У. Особенности карстового ландшафта долины р. Аургазы и прилегающей к ней территории. Мат. 6 Всеуральского геогр. совещания. Фи-зико-географ. районирование, Уфа, 1961.

Сагитова Л. У. Ландшафтные особенности района гипсового карста бассейна р. Аургазы. Вести. Моск. ун-та, сер. геогр., № 2, 1965.

Серегин И. А. Реки и озера. В кн. Природа Челябинской области. Южно-Уральское книжное изд. Челябинск, 1964.

Сиденко П. Д. Мерзлота и подземные воды полуострова Юронт-Тумус. Тр. НИИ геологии Арктики, т. 21, Л., 1951.

Соболев Н. Н. О карстовых явлениях Онежско-Двинского водораздела. Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 35, вып. 5, 1899.

Соколов Д. С. Основные условия развития карста. Госгеолтехиздат, М., 1962.

- Соколов Н. И. Некоторые данные о карсте западного подножья плато Путорана и долины реки Рыбной. В кн. Региональное карстование, Изд. АН СССР, М., 1961.
- Соколова В. М. Карст долины реки Пьяны. Уч. зап. Моск. гор. пед. ин-та т. 39, вып. 4, М., 1955.
- Соловьев А. И. Карстовые явления на восточном склоне Южного Урала. В кн. Региональное карстование. Изд. МОИП, 1958.
- Соловьев Ф. А. Уткинское с погребенным лесом озеро на Урале. Природа, № 10, 1949.
- Сотиров А. Карстови езера. В кн. Езерата в България, гл. IV. Тр. Инст. хидрология и метеорология, т. 16, София, 1964.
- Ступишин А. В. Равнинный карст и закономерности его развития на примере Среднего Поволжья. Казань, 1967.
- Ступишин А. В., Торсуев Н. П., Трофимов А. М. Новый карстовый провал. Изв. Всес. Геогр. об-ва, т. 97, № 5, 1965.
- Суббота М. И. Особенности газообразования в пресных континентальных водоемах. Геохимический сборник, № 2, Л., 1959.
- Сухарев Г. М., Мирошников М. В. Подземные воды нефтяных и газовых месторождений Кавказа. Гостехиздат. М., 1963.
- Сысоев А. Д. Очерки физической географии Челябинской области. Че-ляб. кн. изд., 1959.
- Сысоев А. Д. Карстовые явления в бассейнах рек Ай и Сим Челябинской области. В кн. Региональное карстование. Изд. АН СССР, М., 1961.
- Тесеман Н. В. Карстовые явления в Архангельской области и их практическое значение. Уч. зап. Москв. гос. пед. ин-та, т. 120, география, вып. 3, 1958.
- Толстихин Н. И., Толстихина М. М. Материалы к геоморфологии Онего-Двинского междуречья. Изв. Геогр. о-ва, т. 67, вып. 3, 1935.
- Торсуев Н. П. Карст бассейна р. Мехреньги. Изв. Всес. Геогр. об-ва, т. 93, №6, 1961.
- Торсуев Н. П. Карст Онего-Северодвинского междуречья. Казань, 1964.
- Торсуев Н. П. Современное карстопоявление северной половины Бе-ломорско-Кулойского плато. Геогр. сборник, № 1, Казань, 1966.
- Торсуев Н. П. Карст в поле распространения нижнекрасноцветной толщи бассейна р. Кулой. Геогр. сборник, № 1, Казань, 1966.
- дю-Тойт А. Геология Южной Африки. Изд. И. Л., М., 1957.
- Фримен Т. Ирландия. Изд. И. Л., М., 1952.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии, т. II, Карстовые явления. Изд. И. Л., М., 1958.
- Хименес Н. А. География Кубы. Изд. И. Л., М., 1960.
- Цхомария Б. Красная поляна. Краснодар, 1961.
- Чекановский А. Л. Краткий отчет о результатах исследований в лето» 1871 г. Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. II, № 5, 1871.
- Шарапов В. В. О причине окраски Голубого озера. Природа, № 1, 1952.
- Шестов И. Н., Шурубор А. В. Химический состав вод некоторых карстовых озер Предуральяского прогиба. Хим. география и гидрогеохимия, вып. 2(3), Пермь, 1963.
- Шестов И. Н., Шурубор А. В. Чусовское озеро и его происхождение^ Хим. география и гидрогеохимия, вып. 2(3), Пермь, 1963.
- Щербакова Е. М. О карсте Минусинской впадины. В кн. Региональное-карстование. Изд. АН СССР, М., 1961.
- Щукин И. С. Морфология карстовых областей. Общая геоморфология, т. II, гл. VIII, М., 1964.
- Щукин С. Натуральные артезианские колодцы в Иркутской губернии. С.-Петербург, ведомости, № 55, 1845.
- Якушова А. Ф. Карст палеозойских карбонатных пород на Русской равнине. Уч. зап. Моск. ун-та, вып. 136, 1949.
- Яценко Р. В. Химическая география карстовых озер Чусовской стрелки Камского водохранилища. Хим. геогр., вып. 1, Пермь, 1961.

- Яценко Р. В. Гидрохимические фации озер карбонатно-гипсового карста. Хим. геогр. и гидрогеохимия, вып. 2(3), Пермь, 1963.
- Яценко Р. В. К морфометрии малых карстовых озер. Сб. Карст Урала и Приуралья, Пермь, 1968.
- Agostini de. Il lago del Matese. Boll. Soc. Geogr. ital., N 3, 1899.
- Baucic I. Hydrological characteristics of Dinaric Karst in Croatia. Nase jame, VII, N 1—2, 1965.
- Bernot F. Vertikalni temperaturni profil v jezeru pod Krimom. Geografski vestnik, XXXVI, Ljubljana, 1965.
- Besic Z. Hydrologic characteristics of the Karst Regions on the Karst in the Socialist Republic of Montenegro... Nase jame, VII, N 1—2, 1965.
- Bozicevic S. The Plitvice Lakes. Guide-Book of the Congress Excursion through Dinaric Karst. Ljubljana, 1965.
- Bralic I. Krka. Priroda, N 6—7, Zagreb, 1966.
- Breznik M. Akumulacija na Cerkniskem in Planinskem polju. Geologija, kn. 7, Ljubljana, 1962.
- Capello C. F. Il fenomeno carsico in Piemonte. Bologna, 1955.
- Cardoso M. F. T. Esboço morfológico do planalto ocidental do São Francisco. Rev. brasil. geogr., 19, N 1, 1957.
- Collet L. W. Les lacs. Paris, 1925.
- Delebecque A. Les lacs français. Paris, 1898.
- Emig W. H. Travertine deposits of Oklahoma. Oklahoma Geol. Survey. Bull, N 29, 1917.
- Freeman T. W. Ireland. London, 1950.
- Gavazzi A. Die Seen des Karstes. Abhandl. der k. k. geogr. gesellschaft., Bd. V, N 2, Wien, 1904.
- Grahle H. O., Schneekloth H. Der Darnsee bei Bramsche. Geol. Untersuchungen an niedersächsischen Binnengewässern. Geol. Jahrb., 82, Hannover, 1966.
- Guide-Book of Congress Excursion through Dinaric Karst. Ljubljana, 1965.
- Holstadh O. Norges geologi, b. II, Oslo, 1953.
- Hutchinson G. E. A Treatise on Limnology, v. I, New York, London, 1957.
- Imbrighi G., Scerni N. I laghetti di Percile (Lazio). Boll. Soc. geogr. ital., v. 6, N 1, 1953.
- Jenko F. Hidrogeologija in vodno gospodarstvo krasa. Ljubljana, 1959.
- Kunsky J. Jezera Slovenskeho krasu. Rozpravy II, tf. C akad., N 25, Praha, 1939.
- Kunsky J. Kras a jeskyne. Praha, 1950.
- Lapparent A. F. Les depots de travertins des montagnes afghanes a l'Ouest de Kaboul. Rev. geogr. phys. et geol. dynam., 8, N 5, 1966.
- Marcaccini P. I fenomeni carsici in Toscana. Riv. geogr. ital. 68, N 3, 1961.
- Marres P. Un lac-polje sur le Larzac: le lac des Rives. Bull. Soc. Langued. Geogr., 25, N 2, 1954.
- Maruszczak H. Zagadnienie genezy i wieku jezior Leczynsko-Wlodaw-skich. Folia Societatis Scient. Lublinensis, sec. D, v. 5/6, 1965/66.
- Nakonieczny S. Rzeźba krasowa podłoża torfowiska Dubeczno. Ann. Univers., Lublin, Polonia, sec. B, v. XVIII, N 7, 1963.
- Novak D. Ljubljana — Cerknica — Postojna. Guide-Book of the Congress Excursion through Dinaric Karst. Ljubljana, 1965.
- Pavletic Z. Neki problemi zaštite Plitvickich jezera. Priroda, 6—7, Zagreb-, 1966.
- Petrovic D., Gavrilovic D. Kraski reljef okoline Beograda. Zb. radova Geografskog institute Prirodno-matemat. fakulteta, sv. VII, Beograd, 1960.
- Petrovic B., Prelevic B. Hidroloske karakteristike krskog podrucja Bosne i Hercegovine... Nase jame, VII, Ljubljana, 1965.

- Pirkle E. C. Notes on physiographic features of Alachua County, Florida Quart. J. Florida Acad. Sci., 19, N 2—3, 1956.
- Quairantes P. J. Nota sobre las lagunas de Bujaraloz-Sastago. Geog-raphica (Esp.), 12, 1965.
- Riccardi R. I laghi d'italia. Boll. R. Soc. geogr. italiana, ser. 6, v 2 1925.
- Riedl H. Beobachtungen aus der Schwabischen Alb. Höhlenkundl. Mitt., 12 N 6. 1956.
- Ritter-Studnicka H. Imotska jezera. Priroda, 42, N 3, Zagreb, 1955.
- Roglic J. The Depth of Fissure Circulation of Water and of the Evolution of Subterranean Cavities in the Dinaric Karst. Problems of the Speleological Research, Praha, 1965.
- Rucner R. Za zastitu Vranskog jezera. Priroda, N 6—7, Zagreb, 1966.
- Silar J. Prehled hydrogeologických pomeru provincie Junnan v jihozápadní Číně. Acta Universitatis Carolinae-Geologica, N 8, 1961.
- Starka V. Krasová jezera v Československu. Lide a Zeme, N 8, 1957.
- Tricart J. O Karst das vizinhancas septentrionais de Belo Horizonte (Mina Gerais). Rev. brasil. geogr., 18, N 4, 1956.
- Trimmel H. Das Tauplitzer Seenplateau (Steiermark) —ein Dolomitzkarst. Die Höhle, 3, N 9, 1958.
- Viete G. Über hydrologische Untersuchungen im Gebiet des Periodischen Sees bei Rossitz (Schlesien). Geologie, 3, N 2, 1954.
- Wiefel J. Auslaugungserscheinungen in der oberen Trias in S-E-Teil der Thüringer Becken. Ber. Dtsch. Ges. Geol. Wiss., A II, N 3, 1966.
- Zur Geologie der Senkungszone des Heiligen Meeres (Kreis Tecklenburg). Steinbruch und Sandgrube, 51, N 6, 1958.
- Zötl J. Tasks and Result of Karst Hydrology. Problems of the Speleological Research, Praha, 1965.

Гл. V. КАРСТ МЕЛЯ

- Антыков А. Я. Особенности эродированных почв карстово-суффозионных просадочных образований юго-западных отрогов Средне-Русской возвышенности. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 95, вып. 5, 1963.
- Антыков А., Гвоздев Б. Карстовые озера Брянской области. Изв. Ново-возыбковского отд. Геогр. общества СССР, сб. 1, 1958.
- Архангельский А. Д., Никшич Н. И. Геологическое строение и фосфоритовые залежи Дмитриевского и Рыльского уездов Курской губернии. В кн. Отчет по геологическому исследованию фосфоритных залежей. Т. 5, Курск, 1913.
- Аскоченский Б. В. О возможном генезисе и некоторых закономерностях распространения белых пластовых фосфоритов «хоперского горизонта» в районе Калачской возвышенности. Тр. III совещ. по пробл. изуч. Воронежск. антеклизы. Воронеж, 1966.
- Атлас палеогеографических карт Украинской и Молдавской ССР М 1 : 2 500 000. Изд. АН УССР, Киев, 1960 (на украинском языке).
- Барановская З. и Дик Н. Геоморфологический очерк левобережья р. Сейма к югу от г. Курска. Землеведение, т. 36, кн. 2, 1934.
- Барков А. С. Из летних наблюдений в окрестностях Белгорода. Землеведение, т. 28, кн. 3—4, стр. 145, 1927.
- Барков А. С. О микроформах карста. Ученые зап. географич. ф-та Московского пед. ин-та, 1938.
- Белокопытов А. М. Гидрогеологические условия карста в мелу Средне-Русской возвышенности. Изв. Воронежск. пед. ин-та, вып. 62, 1966.
- Белявский Г. А. Об эффективном исследовании подземных вод зоны интенсивного водообмена. Проблемы гидрогеологии и инженерного грунтоведения, Киев, 1967.

- Богущий А. Б., Свынко И. М. Допалеогеновый карст среди верхнемеловых отложений Подолии. Доповібі АН УРСР, № 1, 1966.
- Буш и некий Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, в. 156, стр. 212, 1954.
- Вахрушев Г. В. Роль карста в формировании месторождений полезных ископаемых Западного склона Южного Урала и Приуралья. В кн. Карст и его народнохозяйственное значение. М., 1964.
- Воды меловых отложений. Гидрогеологические и инженерно-геологические условия КМА. Госгеолиздат, М., 1959.
- Гвоздецкий Н. А. Карст, 1954.
- Гвоздецкий Н. А. Вопросы географического районирования карста на территории СССР. Общие вопросы карстоведения. М., 1962.
- Гвоздецкий Н. А., Чикишев А. Г. Районирование карста Русской равнины. Вопросы изучения карста Русской равнины. Географгиз, М., 1966.
- Гладцин И. Н. Геоморфология СССР, ч. 1, стр. 172—182, 1939.
- Голицын С. В. К ботанико-географической характеристике юго-запада Курской области. Тр. Воронеж, ун-та, т. 9, 1936.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. ин-та геол. наук, в. 64, геол. сер., № 17, стр. 144, 1948.
- Громов В. И. Геологический возраст палеолита на территории СССР. Материалы по четвертичному периоду СССР, в. 2, стр. 90—106, 1950.
- Даньшин Б. М. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 46, восточная половина, стр. 41, 1936.
- Дзилна И. Л. Об инженерно-геологических свойствах мергельно-меловых пород восточной части БССР. Вопросы географии Белоруссии, вып. 1, стр. 74—81, Минск, 1960.
- Дзилна И. Л. Исследования мергельно-меловых пород юго-восточной части БССР на сопротивление сдвигу. Докл. АН БССР, т. 5, № 7, 1961.
- Добрынин Б. Ф. Физическая география Западной Европы, стр. 332—357, 1948.
- Докучаев В. В. Наши степи прежде и теперь. Соч., т. 6, стр. 92, 1951.
- Дрозд В. В. О карстовых явлениях в Белоруссии. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 96, № 1, 1964.
- Дубя некий А. А. Гидрогеологические районы Воронежской области. Воронежск. обл. изд., 1935.
- Дубянский А. А. Ископаемый жарст среди верхнемеловых отложений. БМОИП, отд. геологии, т. 15, в. 4, стр. 297—325, 1937.
- Дубянский А. А. Геология и полезные ископаемые Курской и Орловской областей. Т. 1, 2, Воронежск. обл. изд., 1948.
- Ежов И. Н. Рельеф. В кн. Воронежская область, ч. 1. Природные условия. Воронеж, 1952.
- Ермаков Ю. Г. Палеофациальное районирование Причерноморской части Русской плиты. Сов. геология, № 12, 1967.
- Жирмунский А. М. Карстовый ландшафт в бассейне р. Припяти. Бюлл. инф. бюро Асе. по изучению четвертичного периода Европы, № 3—4, стр. 81, 1932.
- Жирмунский А. М. Общая геологическая карта европейской части СССР, Лист 44, юго-восточная часть. Часть II, описание обнажений, стр. 31, 1934.
- Зейберлих Н. Э. Подземные воды степной полосы между плато Устюрт и р. Эмбой. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 37, № 6, 1962.
- Зубашенко М. А. Опыт районирования карста на территории Европейской части СССР и Кавказа. Изв. Воронежск. пед. ин-та, т. 5, 1939.
- Зубашенко М. А. Опыт районирования карста Восточно-Европейской равнины. Тезисы докл. Пермской карстовой конф., 1947.
- Зубашенко М. А. О меловом карсте Средне-Русской возвышенности. Изв. Воронежск. пед. ин-та, т. 13, в. 1, географ, ф-т, 1953.
- Зубашенко М. А. Некоторые особенности развития карста в мелу. Изв. Воронежск. отд. Географического общ. СССР, в. 2, 1954.

Зубашенко М. А. Вопросы изучения карста в мелу. Тезисы докладов на совещании по карсту, вып. 11, М., 1956.

Зубашенко М. А. Закарстованность мела и ее значение для гидротехнического строительства в Центрально-Черноземных областях. Труды Межвуз. научн. совещ. по геологии и пол. ископ. Центрально-Черноземных областей. Воронеж, 1957.

Зубашенко М. А. К морфологии областей меловых отложений Средне-Русской возвышенности. Изв. Воронежск. отд. Геогр. общ. СССР, вып. 1, 1957.

Зубашенко М. А. Геолого-геоморфологические условия строительства прудов в Воронежской области. Изв. Воронеж, пед. ин-та, т. 22, 1957.

Зубашенко М. А. Некоторые особенности развития рельефа в мелу. Изв. Воронежского отд. Геогр. общ. СССР, вып. 2, 1959.

Зубашенко М. А. Вопросы изучения карста в мелу. Общие вопросы карстоведения, М., 1962.

Зубашенко М. А. Меловой карст Русской равнины. Вопросы изучения карста Русской равнины, М., 1966.

Иванов А. И. Мел. Требования промышленности к качеству минерального сырья, в. 6, Госгеолиздат, М., 1946.

Ир для А. Структурная геология Северной Америки. Изд. Ин. Лит., М., стр. 591, 1954.

Каменский Г. Н. и др. Гидродинамические основы прогноза режима грунтовых вод. Тр. Лабор. гидрогеологических проблем АН СССР, т. 26, 1960.

Кейльгак К. Подземные воды, стр. 236, 1935.

Киссин И. Г. К вопросу о питании, дренаже и взаимосвязи водоносных горизонтов в районе Курской магнитной аномалии. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 20, М., 1958.

Козлов М. Ф. Некоторые вопросы гидрогеологии Полесской низменности в связи с проблемой ее осушения. В кн. Геология и гидрогеология Припятского прогиба. Минск, 1963.

Колмогоров А. И. Следы карстовых явлений в Брянском уезде Орловской губернии и Тихвинском уезде Новгородской губернии. Землеведение, т. 20, кн. 3, 1913.

Колмогоров А. И. Два примера карстовых явлений. Землеведение, т. 20, кн. 4, стр. 55, 1913.

Копысов Ю. Г. Вещественный состав мергельно-меловых пород восточной части БССР, АН БССР, Минск, 1963.

Копысов Ю. Г. К геохимической характеристике мергельно-меловых отложений. Мат. к совещанию по геохимии гипергенеза, Минск, 1964.

Красненков Р. В. Своеобразная структурная терраса на сеноманских песках. Геологический сборник. Тр. Воронежского ун-та, т. 63, Воронеж, 1965.

Красненков Р. В. Погребенный меловой карст на северо-западе Воронежской и прилегающих районах Курской области. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, сер. геол., № 1, 1966 а.

Красненков Р. В. О возрасте и глубине мелового карста на северо-западе Воронежской области. Тр. III совещ. по пробл. изуч. Воронежск. антеклизы, Воронеж, 1966 б.

Крубер А. А. Колебания уровня карстовых вод в меловых колодцах Шампани. Общее землеведение, т. II, стр. 135, Учпедгиз, М., 1937.

Кубынина З. И. О питании, движении и разгрузке подземных вод палео-геново-верхнемелового комплекса Ульяновско-Аткарского артезианского бассейна. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 40, № 6, 1965.

Куделин Б. И. и др. Естественные ресурсы подземных вод Центрально-Черноземного района и методика их картирования, стр. 46—47, 96—102, изд. МГУ, М., 1963.

Куприна Г. А., Полтев Н. Ф. и Сергеев Е. М. Инженерно-геологическая характеристика мела Воронежской области. Тр. Совещ. инж.-геол. свойств горн. пор., т. 2, М., 1957.

Кучерук А. Д. Карстовые явления на территории Золочевско-Кременецкого низкогорного района западной части Подолии и территории, прилегающей к ней с севера. Изв. Всес. географ. об-ва, т. 85, № 3, 1953.

- Кучерук А. Д. Некоторые особенности гидрогеологии районов известняково-мелового и гипсового карста Подолии. Геология и разведка, № 8, 1968.
- Лаврова Г. В. Верхнемеловые, альбские и аптские отложения территории Курской магнитной аномалии. Тр. III совещ. по пробл. изуч. Воронежской анте-клизы, Воронеж, 1966.
- Ланько А. И. Некоторые геоморфологические особенности Левобережного Полесья Украинской ССР. Вестник Киевского ун-та, № 1, сер. геол. и геогр., вып. 1, 1958.
- Ласкарев В. Д. Общая геологическая карта России, лист. 17. Труды Геол. ком., вып. 77, 1914.
- Лехтимяки Э. В. Гидрогеологические условия разработки второго калийного горизонта на рудниках I и II Солегорских калийных комбинатов. Геология и разведка, № 7, 1965.
- Лихарев Б. К. Общая геологическая карта европейской части СССР, лист 61, Труды Геол. ком., т. 131, 1928.
- Маков К. И. Напорные воды Североукраинской (Южнорусской) мульды. Разведка недр, № 17, 1935.
- Маков К. И. О гидрогеологическом районировании Днепровско-Донецкой впадины. Советская геология, № 5—6, 1940.
- Максимович Г. А. Пористость геосфер. Докл. АН СССР, т. 37, № 7—8, 1942.
- Максимович Г. А. Пористость геосфер. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., т. 8, № 5, 1944.
- Максимович Г. А. Новые данные о пористости поверхностных геосфер. Докл. АН СССР, т. 61, № 5, 1948.
- Максимович Г. А. Закономерности распределения карста на территории СССР. Тезисы докладов на совещании по карсту, в. 2, М., 1956.
- Максимович Г. А. Карст мела. Отчетная научная конференция Пермского университета. Доклады геологического факультета, 1957.
- Максимович Г. А. Районирование карста СССР. Докл. 4 Всеуральского географического совещания. Пермь, 1958.
- Максимович Г. А. Карстовый тип месторождений фосфоритов. Уч. зап. Пермского ун-та, т. 20, вып. 1, 1960.
- Максимович Г. А. Распространение и районирование карста СССР. Гидрогеология и карстоведение, вып. 1, Пермь, 1962 а.
- Максимович Г. А. Тектонические закономерности распределения карста на территории СССР. Общие вопросы карстоведения, М., 1962 б.
- Максимович Г. А. Классификация родников по дебиту. Гидрогеология и карстоведение, вып. 1, Пермь, 1962 в.
- Максимович Г. А. Закономерности распределения карста карбонатных пород в Восточном полушарии. Общие вопросы карстоведения, М., 1962 г.
- Максимович Г. А. Основы карстоведения, т. 1, стр. 31, 44, 363, Пермь, 1963.
- Максимович Г. А. Карст мела. Гидрогеология и карстоведение, вып. 2, Пермь, 1964.
- Марков П. Н. и Огинский И. М. К методике исследования месторождений портланд-цементного сырья. Разведка недр, № 13, 1936.
- Мартонн Э. Основы физической географии, т. II, стр. 181—182, 1945.
- Мартонн Э. Физическая география Франции, стр. 32—82, 1950.
- Махнач А. С., Стефаненко А. Я., Цапенко М. М. Козлов М. В. Краткий очерк геологии Белоруссии. Геол. ин-т АН БССР, Минск, 1957.
- Мейнцер О. Э. Учение о подземных водах. ОНТИ, стр. 161, 182, 1935.
- Милановский Е. В. Гидрогеологический очерк правобережья Среднего и Нижнего Поволжья. Госгеолиздат, М., 1943.
- Миллер Н. С. Естественно-географический очерк Новозыбковского района Брянской области. Учен. зап. Новозыбковского пед. ин-та, т. 1, 1952.
- Миллер Н. С. Почвы и почвообразующие породы Брянской области. Учен. зап. Новозыбковского пед. ин-та, т. 1, 1952.
- Миллер Н. С. Карст в меловых отложениях Брянской области. Тезисы докладов на совещании по карсту, в. 11, М., 1956.

Миллер Н. С. Типы озерных котловин Брянской области. Озера, их природа и использование. Смоленск, 1965.

Миллер Н. С. и Пядина Н. С. Карстовые процессы на территории Брянской области. Новозыбков, 1952.

Мильков Ф. Н. Дивы Среднерусской возвышенности. Природа, № 9, стр 92—95, 1954.

Мильков Ф. Н. К географии и морфологии мелового карста на юге Среднерусской возвышенности. Изв. Воронежского отд. Геогр. об-ва СССР, вып. 1, стр. 35—41, 1957.

Мильков Ф. Н. Новые данные об активном меловом карсте юга Средне-Русской возвышенности. Научн. зап. Воронежского отд. Географ, о-ва СССР, Воронеж, 1963.

Мироненко В. А., Норватов Ю. А. О дренаже Лебединского карста КМА. Зап. Ленинградского горн. ин-та, т. 48, вып. 2, 1965.

Мирчинк Г. Ф. Исследования в бассейне р. Клевани и прилегающем участке правобережья р. Сейм. Матер, по общ. и прикладн. геологии, в. 57, стр. 35, 1927.

Мирчинк Г. Ф. Геологические условия нахождения палеолитических стоянок в СССР и их значение для восстановления стратиграфии и четвертичной истории. Труды II Международной конференции АЧПЕ, вып. V, стр. 46, 1934.

Михальский А. О. О причинах возникновения провалов в пределах 452—454 вв. Вильно-Ровенского участка Полесских ж. д. Изв. геол. ком. т. 20, №9, 1901.

Морозов В. М. Подземные воды горной части Мангышлакского полуострова как источник водоснабжения отгонного животноводства. Мат. ВСЕГЕИ Н. С, т. 20. Гидрогеология, Госгеолтехиздат. М., 1956.

Музыченко Е. И. Гидрогеологические условия и водоснабжение Гомельской области. Материалы I научн. конференции молодых геологов Белоруссии. Минск, 1965.

Никитин С. Н. Исследования гидрогеологического отдела. Тр. экспедиции для исследования источников главнейших рек Европейской России. Бассейн Оки, вып. 2, СПб., 1905.

Никитин С. Н., Погребов Н. Ф. Исследования гидрогеологического отдела в 1894 г. Тр. экспедиции А. А. Тилло. Бассейн Оки, вып. 1, СПб, 1895.

Носов Г. И. Состав некарбонатной примеси в писчем мелу и ее влияние на физико-механические свойства пород. Докл. АН СССР, т. 113, № 1, стр. 179—182, 1957.

Носов Г. И. Литология и инженерно-геологическая характеристика писчего мела долины Дона. Тр. Совещ. инж. геол. свойств горных пород, т. II, М., 1957.

Общие вопросы карстования, изд. АН СССР, М., 1962.

Окнина Н. А. Процессы выщелачивания и диффузионного перемещения солей в мелах и мелоподобных породах. Тр. Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 44, М., 1962.

Орлова Е. В. Фосфоритоносные бассейны зарубежных стран. Минеральные ресурсы зарубежных стран, вып. 19. Госгеоллиздат, М., 1951.

Пасечный Г. В. Новые данные о меловых отложениях Нижнего Приднепровья (на укр. языке). Геол. журнал, т. 26, вып. 6, 1966.

Пелешенко В. И. К вопросу о построении карт прогнозных эксплуатационных запасов подземных вод. Геологический журнал, № 6, 1968.

Платонов Н. Х. Особенности карста в мелу и роль растекания в его развитии на примере восточной части Воронежского массива. Тезисы докладов на совещании по карсту, вып. 11, М., 1956.

Платонов Н. Х. Меловой карст восточной части Воронежской антеклизы. Общие вопросы карстования, М., 1962.

Погуляев Д. И. Геология и полезные ископаемые Смоленской области, т. I, II, Смоленский краеведческий ин-т, Смоленск, 1955.

Половинкин А. А. Общая физическая география, стр. 110, Учпедгиз, М., 1948.

Попова А. А. Геологическое строение и геологическая история окрестностей г. Воронежа. Тезисы докладов первой научно-методической конференции Во-ронежск. пед. ин-та, 1947.

Поспелова Г. В. Особенности развития мелового и соляного карста в Оренбургской области. Уч. зап. Оренбургского пед. ин-та, вып. 20, 1968.

Приклонский В. А. Грунтоведение, ч. II, стр. 121. Госгеолиздат, М., 1952.

Принц Е. Гидрогеология, стр. 194—195, Сельхозгиз, М.—Л., 1933.

Родионов Н. В. Карстовые явления в верхнемеловых отложениях Центрально-Черноземных областей. Тезисы докладов на совещании по карсту, вып. 11, М., 1956.

Родионов Н. В. Карстовые явления в центральных черноземных областях Европейской части СССР. В кн. Инженерно-геологические исследования в карстовых районах. Госгеолиздат, М., 1958.

Родионов Н. В. Карст девонских и меловых пород Центральных Черноземных областей и методы его инженерно-геологического изучения. Труды Всес. ин-та гидрогеол. и инж. геол., сб. 16, М., 1959.

Родионов Н. В. Карстовые явления в верхнемеловых отложениях Центрально-Черноземных областей. Общие вопросы карстования, М., 1962.

Родионов Н. В. Карст Европейской части СССР, Урала и Кавказа, стр. 85—93, Госгеолтехиздат, М., 1963.

Рухин Л. Б. Переходные формации. Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях, т. I, стр. 87, 1955.

Рухин Л. Б. Климаты прошлого. Изв. Всес. географ. об-ва, т. 87, в. 2, 1955.

Саваренский Ф. П. Карст. Инженерная геология, стр. 141—149, ОНТИ, М.—Л., 1939.

Савицкий П. Т. Провал при ударном бурении в районе Курской магнитной аномалии. Разведка недр, № 1, 1935.

Савицкий П. Т. Новые данные о водоносности Старооскольского района Курской магнитной аномалии. Разведка недр, № 17, 1935.

Савицкий П. Т. Гидрогеологический очерк Курской магнитной аномалии (КМА), Гидрогеология СССР, вып. V (2), Госгеолиздат, М.—Л., 1939.

Самойлов В. Г., Коншин Г. Г. О применении методов электроразведки при геологических исследованиях для проектирования и строительства водохранилищ, прудов и водоемов в районах с карстующимися грунтами. Гидротехника и мелиорация, № 1, 1956.

Седенко М. В. Инженерно-геологические исследования в карстовых районах Белоруссии. Вопросы инженерной геологии, основания и фундаменты. Сборн. трудов Белорусского ин-та инж. ж. д. транспорта, вып. 57, Минск, 1967.

Седенко М. В. Возможность карстовых явлений на отдельных участках Белорусской железной дороги. Проектирование, строительство и эксплуатация земляного полотна в карстовых районах. Изд. «Транспорт», М., 1968. Семенов-Тянь-Шанский П. П. Россия, т. 2, 1902.

Семихатов А. Н. Артезианские и глубокие грунтовые воды европейской части СССР, стр. 287, ОГИЗ, М.—Л., 1925.

Семихатов А. Н. Подземные воды СССР, часть I. Водоносность мергельно-меловой толщи, стр. 238—264, ОНТИ, М.—Л.—Н., 1934.

Скворцов Г. Г. Вопросы инженерно-геологического изучения и оценки карста в основании железнодорожных сооружений. Специальные вопросы карстования, М., 1962.

Смирнова Е. Д. Карст нечерноземного центра и его влияние на сельскохозяйственное использование земель. Карст и его народнохозяйственное значение. М., 1964.

Солдак А. Г. и Банник Г. И. Некоторые данные о водоносности верхнемеловых отложений юго-восточной части Донбасса. Науч. зап. Киевского ун-та, т. 16, № 4, 1957.

Стамп Д. и Бивер Сч Британские острова, стр. 63—70, Изд. И. Л., М. 1948.

Терновская В. Т. Опыт исследования подземных ложбин стока на Михайловском месторождении. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., № 3, 1965. Тутковский П. А. Полесские «окна». Землеведение, т. 6, кн. 4, 1899. Тутковский П. А. Озеро Свитязь и народные предания о нем. Киевская старина, т. 72, март, отд. II, 1901.

Тутковский П. А. Карстовые явления и самобытные артезианские ключи в Волынской губернии. Статья 1. Провалы почвы на Полесской ж. д. Тр. Об-ва исслед. Волыни, т. 4, Житомир, 1911.

Тутковский П. А. Карстовые явления и самобытные артезианские ключи в Волынской губернии. Статья 2. Провалы почвы в прибрежьях рек Стохода, Стыри и Горыни. Тр. Об-ва исслед. Волыни, т. 8, Житомир, 1912.

Тутковский П. А. Геологический очерк Минской губернии. Киев, 1915. Успенская Н. Ю. Нефтегазоносность палеозоя Североамериканской платформы, стр. 339, Гостоптехиздат, М.—Л., 1950.

Фаловський О. О. Гидрогеологічні умови басейну р. Північного Дніця. Питання вивчення підземних вод Українск. РСР, Киев, 1959.

Фаловский А. А. Вопросы режима и обогащения подземных вод в условиях северо-востока Донбасса. Тр. I украинского гидрогеолог, совещ., т. I, Киев, 1961.

Фаловский А. А., Давидюк А. А., Червинко Н. С. Некоторые данные о распространении тяжелых металлов в водах мергельно-меловой толщи среднего течения р. Северный Донец (на укр. языке). Геолог, журн. т. 26, вып. 2, 1966.

Федоровский А. К. Землетрясение в Купянском уезде 3 августа 1913 г. Тр. Земской метеорологической сети. Харьков, 1913.

Федоровский А. К. Землетрясение в Купянском уезде 3 августа 1913 г. Изв. постоянной сейсмич. комиссии, т. 6, в. 3, 1915.

Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции, стр. 86, Изд. И. Л., М., 1955.

Хитрово В. Н. Природа Орловского края, стр. 132, 214—217, 1925. Цапенко И. И. Подземные воды Волыно-Подольского бассейна. Тр. I украинского гидрогеолог, совещ. т. I, Киев, 1961.

Чайкин СИ. О генезисе богатых железных руд КМА. Разв. и охр. недр, № 3, 1958.

Чаркин А. Ф. Гидрогеологические и инженерно-геологические условия Белгородского железорудного района. Тр. I украинского гидрогеолог, совещ., т. I. Киев, 1961.

Черносвитов Ю. Д. Наполнители. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 32. Госгеолиздат, М.—Л., 1947.

Чернышев Б. И. и Родьгин Н. А. Новое месторождение меловой системы в Донецком бассейне. Инженерный работник, № 4, 1925.

Шумейко С. И. Литология и инженерно-геологические свойства мергельно-меловых пород бассейна р. С. Донец, ХГУ, Харьков, 1963.

Щеголев Д. И. и Краснопевцев Н. Д. Геологическое строение и гидрогеологические условия осадочной толщи района Курской магнитной аномалии. Советская геология, № 10, 1934.

Яковлев И. Д. Гидрографический очерк и подземные воды Курского края. В книге Курский край, в. 2, стр. 41, 1925.

Якушкин И. В. Тектонические структуры Припятьского прогиба. Сов. геология, № 6, 1962.

Aufrere L. Les rideaux. Etude topographique. Ann. Geogr., 38, 1929. Chabot G. Recents progres de l'etude des phenomenes karstiques. Ann. Geogr., 34, 1925.

Com. sc. de perfectionnement de l'Observatoire municipal de Montsouris. Trav. des annees 1899 et 1900, sur les eaux de l'Arve et de la Vanne, Paris, 1902.

Cvijič J. Types morphologiques des terrains calcaires. Le Holokarst. C R. l'Acad. Sc. T. 180, Paris, 1925.

Cvijič J. La geographie des terrains calcaires. Beograd, 1960. Czajor E. Charakterystyka chemizmu osadow gornej kredy w Polsce (bez Karpat). Kwartalnik Geologiczny, 2, 1965.

- Demangeon. La Picardie, Paris, 1905.
- Egorov S. V., Luege J. R. Hidrogeologia de Cuba. Habana, 1967.
- Fénelon P. Controverse sur les «rideaux». Bull. Ass. Geogr. Franc, v. 316—317, 1963.
- Gentil. Les rideaux. C R. l'acad. Sc, 1919—1921.
- Géze B. Les conditions hydrogeologiques des roches calcaires. Chronique d hydrogeologie N 7, Paris, 1965.
- Glennie E. A. Natural caves in Chalk. Cave Research Group Newsletter 79/80, Berkhamsted, 1959.
- Kosak H. P. Die Verbreitung der Karst-und Pseudekarsterscheinungen uber die Erde. Peterm. Geogr. Mitt. Bd. 96, h. 1, 1952.
- Lye11 Ch. Sand and Gravel Pipes in the Chalk near Norwich. Phil. Mag., XV, 1839.
- Martel E. A. La caverne de Trepail (Marne) et les rivières souterraines de la craie. Bull. des Services de la Carte Geol. de la France..., N 88, t. XIII, 1901—
- Martel E. A. L'Evolution souterraine. Paris, 1908.
- Maruszczak H. Zjawiska krasowe w skalach gornokredowych miedzyrzecza Wisly i Bugu. (Typ krasu kredy pizacej). Przegl. Geograf., t. 38, N 3, 1966.
- Mazoit L, Parruzot P. Les rivières souterraines de la craie (Depart Yonne). Sc. et avenir, 92, Paris, 1954.
- Mégnyen C Le karst et la nappe dans la craie turonienne et senonienne du bassin de Vanne (Yonne). Bull. Soc. geol. Fr., 7, I, 1959.
- North F. J. Limestones, London, 1930.
- Prestwich J. On some Swallow Holes on the Chalk Hills near Canterbury The Quarterly Journal, 1854.
- Queffelec M. C Les cavités de la craie dans le Bassin parisien. Speleo-Club de Paris, 1958.
- Tymrakiewicz W. Stratygrafia torfowisk krasowych poludn Polesia i poln. Wolynia. Kosmos, 60, N 3, 1935.
- U. S. Geol. Survey. Geol. Atlas, Folios 100, 113, 114, 156.
- Warwick G. T. British caving regions. British Caving, p. 109, London, 1953.
- Woodward H. B. The Geology of Water Supply, London, 1910.

Гл. VI. ГИДРОТЕРМОКАРСТ

- Абдужабаров М. А. Карст Зеравшанских гор, Самарканд, 1964; Пермь,
- Александров В. В. Душакские сернистые источники. Матер ЦНИГРИ регион, геол. и гидрогеол., сб. 2, 1933.
- Альбов С. В., Ткачу к В. Г. Формирование гидротерм Крымского полуострова и их использование. Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. Наука, М., 1967.
- Белицкий. Бахарденское подземное серное озеро. Зап. Крымск горн клуба, 1899.
- Блох А. М. Водородные связи в воде и их значение для геологических интерпретации. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1966.
- Богородицкий К. Ф. Некоторые черты химического состава подземных вод в различных гидротермических зонах земной коры. Гидрогеохимические материалы. АН СССР, М., 1963.
- Бэиле-Геркулане. Изд. Меридианы, Бухарест, 1962.
- Власов Я. И. Фауна Бахарденской подземной пещеры. Проблемы паразитологии и фауны Туркмении. Изд. АН СССР. М.—Л., 1937.
- Влодавец В. И. Основные типы парогидротермальных месторождений Италии и Новой Зеландии. В сб. Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли, т. I, 1959.

Влодавец В. И. Промышленное использование парогидротермальных месторождений в Италии и в некоторых других странах. Проблемы геотермии, т. II, АН СССР, М., 1961.

Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. Особенности локализации гидротермального оруденения в различных структурных этажах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1965.

Врублевский М. И. Минеральные воды центрального Кавказа. Л., 1962.

Вутов Д. Върху някои особености на карста около с. Езерово. Карстовите подземни води в България. София, 1959.

Выдрин В. Н. Геологическая структура свинцово-цинкового месторождения Трепча в Югославии. Сов. геология, № 6, 1958.

Германов А. И. О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудообразовании. Изв. АН СССР, сер. геол., № 16, 1953.

Германов А. И. Роль органического вещества в образовании гидротермальных сульфидных месторождений. Геология и разведка, № 8, 1961.

Гинзбург И. И. Карст и рудообразование. Карст и гидротермальные месторождения металлов. Карст и его народнохозяйственное значение, М., 1964.

Григорович М. Б. О типах месторождений исландского шпата. Сов. геология, № 10, 1946.

Гуревич В. И. Гидротермальная зональность Северо-Запада РСФСР. Зап. Ленинградского горн. ин-та, т. 45, № 2, 1965.

Джумаев О. М. Местные удобрения Туркменистана (на русском языке). Ашхабад, 1957.

Джумаев О. М. Местные удобрения Туркменистана (на туркменском языке). Учен. зап. Туркменского ун-та, вып. 6, 1956.

Жирмунский А. М. Усиленное карстообразование, как результат циркуляции горячих подземных вод в карбонатных породах. Тез. докл. на научн. совещ. по изуч. карста, вып. 8, 1956.

Зайцев И. К. Итоги изучения гидрогеологии СССР. Советская геология, № 11, 1967.

Иванов В. В. О критериях оценки и обозначения лечебных минеральных вод. Вопросы изучения курортных ресурсов СССР, Медгиз, М., 1950.

Иванчук П. П. Гидровулканизм. Природа, № 7, 1967.

Калугин П. И. Тектоника. Копетдаг. Геология СССР, т. 22, Туркменская ССР, ч. 1, Госгеолтехиздат, М., 1957.

Капченко Л. Н. Современное состояние проблемы ювенильности глубинных подземных вод. Литология и полезные ископаемые, № 4, 1966.

Карстовые подземные озера в Туркестане. Землеведение, год 15, кн. 1, 1908.

Киссин И. Г., Пахомов С. И. Некоторые данные о роли высоких температур и давлений в формировании химического состава подземных вод. Докл. АН СССР, т. 163, № 1, 1965.

Киссин И. Г., Пахомов С. И. О влиянии высоких температур на формирование химического состава подземных вод. Геохимия, № 3, 1967.

Климентов П. П. Гидрогеологические исследования при бурении на термальные воды. Геология и разведка, № 9, 1961.

Константинов М. М. Схема формирования рудообразующих гидротермальных растворов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1962.

Кострик И. В. О возможности использования термальных вод альбских отложений для развития курортов Сакско-Евпаторийского района. Тез. докл. II конф. молодых специалистов Укр. н.-и. ин-та природных газов, Харьков, 1966.

Куканов В. М. Минеральные воды Мацесты. В кн. «Сочи», Краснодар, 1958.

Лебедев Л. М., Бугельский Ю. Ю. О металлоносности высокоминерализованных термальных вод Челекена. Геология рудных месторождений, № 3, 1967.

Левен Я. А. Магианское месторождение исландского шпата. Минеральное сырье, № 9, М., 1937.

Левен Я. А. Исландский шпат в горах Зеравшанского хребта. Тр. Узбекского ун-та, т. 13, вып. 4, Самарканд, 1939.

- Левен Я. А. Пещеры верховья реки Магиан. Изв. Всес. геогр. о-ва, т. 72, 1940.
- Левен Я. А. Карстовые пещеры районов Магиан и Шанг. Материалы по карсту Узбекистана. Самарканд, 1963 а.
- Левен Я. А. Возраст и генезис пещер Магиана и Маргузора. Материалы по карсту Узбекистана. Самарканд, 1963 б.
- Лурье А. И. О принципах классификации промышленных термальных вод Украины. Тезисы докл. II конференции молодых специалистов Укр. н.-и. ин-та природных газов, стр. 24—25, Харьков, 1966.
- Маврицкий Б. М. Природные условия формирования термальных вод и их месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1966.
- Макаренко Ф. А., Чепижная Э. А. К вопросу изучения рудного карста. Тр. Лаб. гидрогеол. пробл. АН СССР, т. 42, 1962.
- Максимович Г. А. Химическая география вод Суши, глава 8, 1955.
- Максимович Г. А. Подземные карстовые озера. Спелеология и карсто-ведение. Изд. МОИП, М., 1959.
- Максимович Г. А. Опыт районирования карста Чехословакии. Уч. зап. Пермского ун-та, т. 14, вып. 1, 1959.
- Максимович Г. А. Фосфориты пещер. Пещеры, вып. 1, Пермь, 1961.
- Максимович Г. А. Озера карстовых пещер, колодцев и шахт. Пещеры, вып. 2, Пермь, 1962.
- Максимович Г. А. Основы карстования, т. 1, Пермь, 1963.
- Максимович Г. А. Использование пещер для лечения (спелеотерапия). Пещеры, вып. 4, Пермь, 1964.
- Максимович Г. А., Быков В. Н. Глубинная аккумуляция вторичного кальцита в полостях карбонатных пород. Пещеры, вып. 6 (7), Пермь, 1966 а.
- Максимович Г. А., Быков В. Н. О роли вторичного кальцита в изоляции залежей нефти месторождений Волго-Уральской провинции. Геология и разработка нефтяных месторождений, вып. 2, Пермь, 1966 б.
- Максимович Г. А., Быков В. Н. Об одной форме изоляции нефтяных залежей в карбонатных коллекторах. Нефть и газ, № 1, Баку, 1967.
- Макшеев Н. Н. Целебные источники в Закаспийской области. 1915.
- Маркош Д., Печи М., Сабо Я. География Венгрии. Изд. И. Л., М., 1954.
- Мерцалов И. М. К теории гидротермального рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1964.
- Михайлов В. А. Пещеры Венгрии. Пещеры, вып. 7(8), Пермь, 1969.
- Музафарова Р. Ю. Пещеры Гуньджак. Докл. АН Узб. ССР, № 2, 1949.
- Нацкий А. Д. Серные источники Закаспийской области. КЕПС т. IV. Полезные ископаемые, вып. 40, Минеральные воды, 1918.
- Никшич И. И. Копет-Дагская линия термальных источников. Ташкент, 1924.
- Никшич И. И. Геологические и гидрогеологические исследования в Полторацком уезде Туркменской области в 1923. Изд-во Туркводхоза. Ташкент, 1924.
- Овчинников А. М. К вопросу о ювенильных водах. В кн. «Вопросы петрографии и минералогии», вып. 1, 1953.
- Овчинников А. М. Гидрогеологические условия гидротермальных процессов. Бюл. Моск. о-ва исп. природы, отд. геол., т. 32, № 5, 1957.
- Овчинников А. М. О гидрогеологическом изучении гидротермальных процессов. Тр. Лаб. вулканологии, вып. 19, М., 1962.
- Овчинникова. М. Минеральные воды. Госгеолтехиздат, М., 1963.
- Огильви Н. А. К вопросу о Цхалтубских минеральных водах. Цхалтубо, т. II. Тбилиси, 1938.
- Олейников Н. С. Фауна Бахарденской пещеры и ее исследование. Бюлл. Туржм. зоологич. станции, № 1, 1936.
- Омельяненко Б. И., Алехин Ю. В. О возможных пределах значения рН среды при образовании кальцита в гидротермальных условиях. Геология рудных месторождений, № 6, 1966.

- Ослоповский А. П. Горячие минеральные воды в Крыму. Сов. геология № 1, 1959.
- Павлов А. Н. Подсчет возраста Мацестинских минеральных вод по короткоживущим изотопам. Докл. АН СССР, т. 158, № 2, 1964.
- Панков Б. Н. Пятигорск. В кн. Курорты СССР. Медгиз. М., 1951.
- Пантелеев И. Я. Очерк истории изучения и развития Кавказских минеральных вод. Госгеолтехиздат, М., 1955.
- Петров М. П. Бахарденская пещера. Природа, № 11, 1956.
- Померанцев П. Бахарденская пещера. Газ. «Туркменская искра», июль, 1955.
- Пэк А. А. К вопросу о причинах движения гидротермальных растворов. Геология рудн. месторождений, № 3, 1965.
- Ротко М. А. Геохимия Бахарденской пещеры. Специальные вопросы карстоведения. Изд. АН СССР, М., 1962.
- Румыния. Бухарест, 1959.
- Саваренский Ф. П. Инженерная геология, М.—Л., 1939.
- Сауков А. А. Геохимия. Госгеоллиздат, М., 1951.
- Смирнов В. И. Геологическая классификация гидротермальных месторождений. Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., № 3, 1964.
- Смирнов В. И. Три недели в Югославии. Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., № 1, 1965.
- Сухарев Г. М., Тарануха Ю. К., Власова С. П. Гидротермальные особенности нефтяных и газовых месторождений Кавказа. Сов. геология, № 12, 1960.
- Сыромятников Ф. В. Некоторые теоретические вопросы возникновения и развития гидротермальных растворов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1955.
- Титова Е. А. Термальные условия Сочи-Мацестинского артезианского бассейна. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 30, 1960.
- Ферсман А. Е. Коган Б. И. Минеральное сырье зарубежных стран. Трещина, М., 1947.
- Фокеев В. М. Физико-химические свойства воды и водосодержащих систем на больших глубинах (о растворимости конденсированной фазы в сжатых газах). Геология и разведка, № 8, 1964.
- Фомин В. М., Маврицкий Ф. Б., Макаренко Ф. А. Картирование и разведка площадей с термальными водами и парогидротермами. Разв. и охр. недр, № 7, 1964.
- Хабера С. Карстовые явления в Чехословакии. Изв. Всес. Геогр. о-ва, т. 89, вып. 4, 1957.
- Чихелидзе С. С. Природные ресурсы Грузинской ССР. Т. III. Минеральные воды. АН СССР, М., 1961.
- Щербаков Д. И. Италия глазами геолога. Природа, № 6, 1964.
- Якуч Л. В подземном царстве. Географиз. М., 1963.
- Alföldi L. Budapest hevizkutatasi kerdesei. Vizugyi kozl., N 3, 1965.
- Bariss M. Kutatasok es kiegészito meresek Matyashegyi barilangban. Fold-rajzi ertesito, 3, N 2, 1954.
- Bélteki L. Az 50 C°-nál melegebb hevizfeltarasi lehetosegek hazankban.. Hidrol. kozl., 44, N 11, 1964.
- Bélteki L. Magyarorszag ipari jelentosegu porozus hevizes viztartoi. Hidrol. kozl., 45, N 11, 1965.
- Cziraky J. A hazai termalis vizek. Hidrol. kozl., 40, N 6, 1960.
- Cziraky J., Hegyessy L. A harkanyi kenes gyógyviz. Hidrol. kozl., 46, N 2, 1966.
- Denes G. A fold szive — a Szemlohegyibarangban. Termeszettud., 4, N 7, 1958.
- Erhardt G. A Sarospatak-vegardoi heviz. Hidrol. kozl., 42, N 6, 1962.
- Ferrara G. C., Gonfiantini R., Panichi C. La composizione iso-topica del vapore di alcuni soffioni di Larderello e dell'acqua di alcune sorgenti e moffete della Toscana. Atti Soc. tosc. sci. natur. A 72, N 2, 1965.
- Franko O. Problemes relatifs a l'exploration des eaux thermominerales des Karpates occidentales. Geol. sb., 16, N I, 1965.

- Ganti T. A naszályi karszt. Hidrol. kozl., 37, N 4, 1957.
- Geze B. La speleologie scientifique. Paris, 1967.
- Gurnee R. Observations on Warm River Cave, Virginia, NSS News, 18, N 4, 1960.
- Horusitzky F. Djabbb hevízfeltárasok lehetosege Budapestén. Hidrol. kozl., 36, N 1, 1956.
- Horváth J. A Szemlőhegyi-barlang 1961—62 évi felnerése. Karszt és barlang, I, 1965.
- Jiménez A. N. Estalagmitas de geiser, Cuba. La Habana, 1, 5, 1962.
- Juhász J. A városligeti I-sz artezi kut felújítása. Hidrol. kozl., 40, N 6, 1960.
- Karst und Höhlen in Niederösterreich und Wien, s. 124, Wien, 1954.
- Kessler H. A. Gellérthegyi Karszthidrologiai Eszlelőalomas. Karszt és barlang I, Budapest, 1965.
- Kunský J. Thermomineral Karst and Caves of Zbrasov, Northern Moravia. v Sborn. Českosl. spelec. zeměpisné, 62, N 4, 1957.
- Léczfalvy S. Hevforrások, mesterseges hevízfeltárasok houtanpotloda-sanak nehány kérdése. Hidrol. kozl., 44, N 12, 1964.
- Leél-Össy S. Az Oromi viznyelőbarlang. Hidrol. kozl., 32, 1952.
- Leél-Össy S. A pilisi Legény — és Leány barlangok. Foldrajzi értesítő, 3, N 3, 1953.
- Leél-Össy S. A Budai-Hegység barlangjai. Foldr. ért., 6, N 2, 1957.
- Leél-Össy S. A Kevely-hegy-csoport karsztmorfologiaja és barlangjai. Foldr. ért. 7, N 1, 1958.
- Lindberg K. Notes sur des grottes de la Turquie d'Asie. Rass. speleol. ital., 10, N 1—2, 1958.
- Liteanu E., Vasilescu Gh., Opran C. Fundamentarea cercetarilor hidrogeologice pentru descoperirea de noi surse de ape hipertermale in cimpia de W a tarii. Dari seama sedint. Com. Geol. RPR, 51, part. 2, 1963—1964 (1965).
- Long G., Camisa A. Esame geochimico di acque termominerali Toscane. Atti Soc. tosc. sci. natur., A65, N 2, 1958 (1959).
- Maksimovic G. A. Hydrothermal Karst. Summaries of lectures of IV International Congress of Speleology in Yugoslavia, Ljubljana, 1965.
- Némec F., Panos V., Stekl O. Dute aragonitove stalagmitu z jeskyne «La Gran Caverna de Santo Tomas» na zapadni Kube. Ceskoslov. kras, 19, Akademia, Praha, 1968.
- Panos V. A Budai-hegység hevíforrások karsztja és különleges lerakódásai. Hidrol. kozl., 40, N 5, 1960 a.
- Panos V. Nalez gejzirových stalagmitu v termomineralních jeskiních v okolí Budapešti. Geogr. časopis, 12, N 3, 1960 b.
- Panos V. Teplicový kras Budínskeho pohoria, jeho problémy a zvláštní tvary. Prace Brněnské základny Československé akademie věd. 33, N 7, 1961.
- Papiu Corvin V., Kizyk A. Asupra litologiei calcarelor recifale de la Băile Herculane. Studii secerceții de geologie Academia RPR, t. III, N 1—2, 1958.
- Papp F. Karstformen und Karsterscheinungen im Budagebirge. Ber. Geol. Ges., 8, N 3, 1963.
- Pavai-Vajna F. Ueber die Rolle heißen Lösungen, Dämpfe und Gase bei der Höhlenbildung. Hidrol. kozl., 10, 1931.
- Salzer H. Zauberwerk aus Stein. Karst und Höhlen in Niederösterreich und Wien, s. 59, Wien, 1954.
- Schirone V. L'utilizzazione dei soffioni boraciferi della Toscana. Rivoluzione industr., 2, N 5, 1954.
- Szabo P. Z. Kras v jíznm Mad'arsku. C. kras, II, 1958.
- Szabo P. Z. Karstic Landscape Forms in Hungary in the Light of Climate History. Etudes sur les Sciences Géographiques Hongroises, 1960.

Szabo P. Z. Über den Verkarstungsprozess in zwei Ungarischen Inselgebirgen. Georg. Berichte, 20/21, N 3/4, 1961.

Szebenyi L. A hevizeinkkel kitermelhető hőkészlet. Hidrol. kozl., 42, N 3, 1962.

Vendel M. Zur Entstehung der Thermen des Wiener Beckens. Mitt. Geol. Ges. Wien, 55, 1962 (1963).

Vilhum F. J. Gejzfove krpniky na Kube. C. kras, R. 15, 1964.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Часть первая	
ВОПРОСЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ КАРСТА	
Глава первая	
Некоторые вопросы общей и прикладной гидрогеологии карста	7
Развитие коллекторов карстовых вод	7
Гидрогеологические условия карстующихся толщ основных тектонических структур	11
Воды карстующихся толщ осадочного чехла платформ	11
Карстовые воды гидрогеологических складчатых областей	15
Морфометрическая классификация карстовых бассейнов	17
Линейные малые и очень малые бассейны карстовых вод	17
Межгорные бассейны трещинно-карстовых вод	22
Карстовые бассейны, артезианские бассейны и склоны пластово-карстовых вод и карстовые водоносные системы альпийской складчатости	22
Условия выхода карстовых источников	35
Денудационные источники	35
Трещинные источники	38
Приморские источники	40
Смешанные источники	46
Гидроизогипсы и гидроизопьезы карстовых вод	50
Подземные вады горизонтальных пещер в карбонатных породах и их отложения	56
Притоки карстовых вод при проходке тоннелей	70
Энергетическое использование карстовых источников	74
Равнинные районы	75
Горные и предгорные районы	77
Водоснабжение карстовыми водами	88
Вопросы охраны карстовых вод	89
Карстовые источники и расселение	90
Глава вторая	
Вопросы региональной гидрогеологии карста	92
Карстовые и трещинно-карстовые воды СССР	92
Артезианские бассейны	93
Гидрогеологические складчатые области	120
Некоторые особенности карстовых вод СССР	147
Краткие данные о карстовых и трещинно-карстовых водах некоторых зарубежных стран	153
Некоторые выводы	167

Часть вторая
РЕКИ И ОЗЕРА КАРСТОВЫХ РАЙОНОВ
 Глава третья

Реки карстовых районов	172
Некоторые данные о поверхностных водотоках	172
Морфологические особенности долин карстовых областей	177
Типы рек и долин карстовых районов	182
Постоянные наземные водотоки	182
Исчезающие реки и ручьи	185
Суходолы	190
Режим рек карстовых районов	192
Густота речной и долинной сети	197
Другие показатели рек карстовых районов	200
Влияние литания карстовыми водами на термический режим рек	201
О химическом составе речных вод карстовых районов	202
Химическая денудация	212
Особенности стока рек карстовых районов	217

Глава четвертая

Озера карстовых районов	253
Генетическая классификация озерных котловин карстовых районов	257
Карстовые и тектоно-карстовые озерные котловины	257
Карстовые озера зоны вертикальной нисходящей циркуляции карстовых вод (область поглощения)	258
Карстовые озера зоны горизонтальной циркуляции карстовых вод (область подземного стока)	262
Озера зон вертикальной восходящей и сифонной циркуляции карстовых вод (область разгрузки)	268
Плотинные озерные котловины	273
Преобразованные карстом и сложные озерные котловины	276
Котловины некарстовые с незначительным влиянием карста	278
Морфология озерных котловин	278
Острова на карстовых озерах	281
Морфометрия	283
Водное питание и колебания уровней озер	294
Водное питание	294
Колебания уровней	301
Термика карстовых озер	303
Химический состав вод карстовых озер	312
Основные факторы формирования химического состава вод карстовых озер	312
Химический состав озер разных литологических типов карста	331
Химико-географическое районирование карстовых озер	339
Химический состав газов отложений карстовых озер и болот	354
К географии озер карстовых районов	355
Карстовые озера СССР	355
Карстовые озера некоторых зарубежных стран	370
Научное и практическое значение карстовых озер	381

Часть третья
НЕКОТОРЫЕ ОСОБЫЕ ТИПЫ КАРСТА

Глава пятая

Карст мела	383
К истории изучения карста мела	384

Особенности мела	387
Распространение и районирование карста мела	387
Русская платформа	388
Зарубежные страны	399
Некоторые особенности карста мела	409
Древний (ископаемый) карст	418
Заключение	420

Глава шестая

Гидротермокарст	421
Гидротермокарст СССР	422
Копетдаг	423
Зеравшанский хребет	427
Кавказ	431
Крым	435
Чехословакия	435
Венгрия	453
Югославия	464
Болгария	465
Некоторые другие страны	466
Некоторые особенности гидротермокарста	469
<i>Литература</i>	478
<i>Оглавление</i>	527

CONTENTS

Preface	5
Chapter I Some Questions of General and Applied Karst Hydrogeology	7
Chapter II Regional Karst Hydrogeology	92
Chapter III Rivers of Karst Regions	172
Chapter IV Lakes of Karst Regions	253
Chapter V Karst of Chalk	383
Chapter VI Hydrothermocarst	421
Bibliography	478

Основы карстоведения, том II Георгий Алексеевич Максимович

Редактор *И. А. Печеркин*

Подписано к печати 9/VI-1970 г.

Ф-т 60×92 $\frac{1}{16}$.

Объем 33 п. л.

Тир. 2000 экз.

ЛБ02120

Цена 2 руб. 50 коп.

Пермь, Коммунистическая, 57. Книжная типография № 2.

Зак. 1100