

January 1963

**ОСНОВЫ КАРСТОВЕДЕНИЯ. ТОМ I Вопросы  
морфологии карста, спелеологии и гидрогеологии  
карста**

G. A. Maksimovich

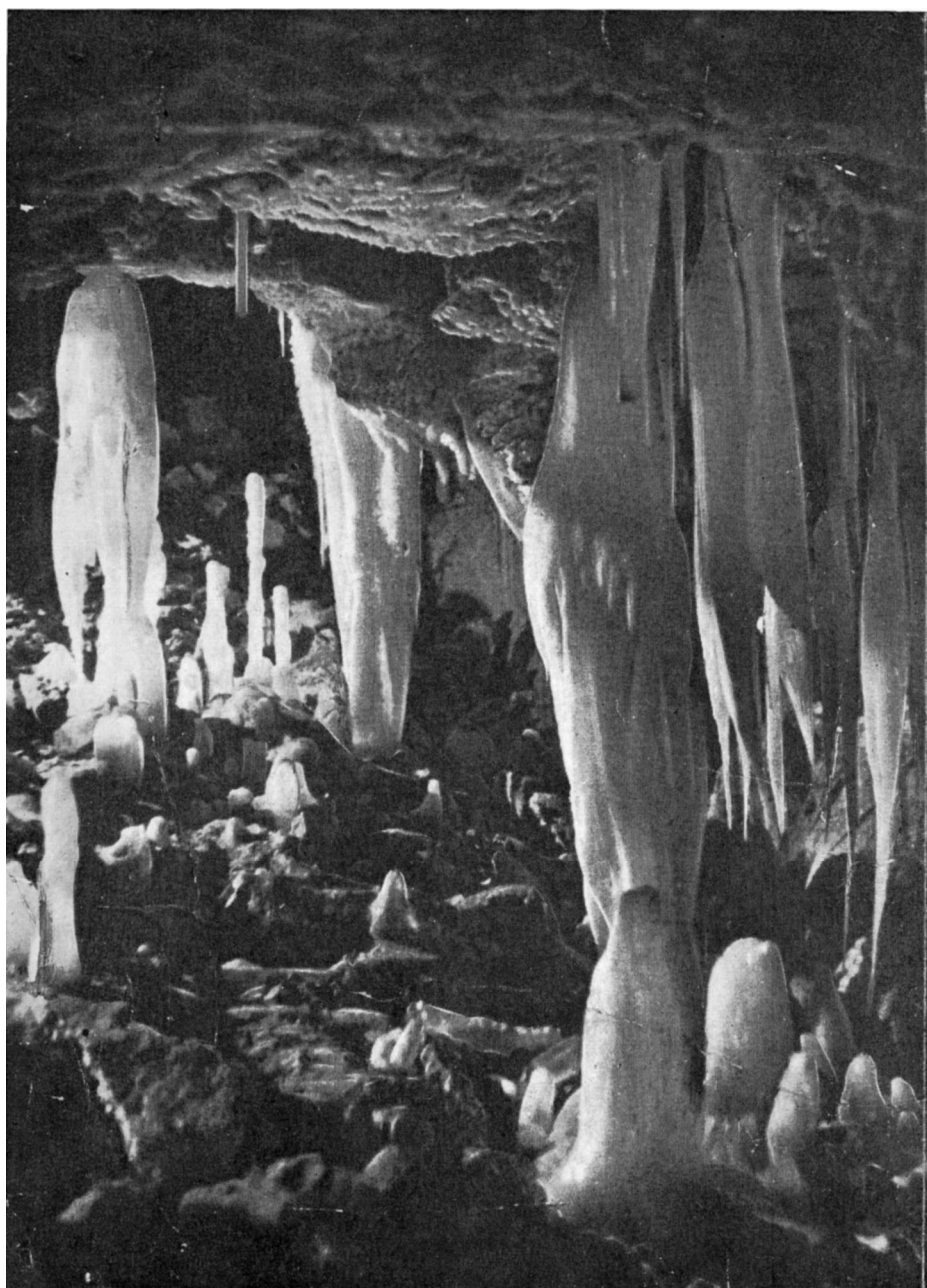
Follow this and additional works at: [https://digitalcommons.usf.edu/kip\\_articles](https://digitalcommons.usf.edu/kip_articles)

---

**Recommended Citation**

Maksimovich, G. A., "ОСНОВЫ КАРСТОВЕДЕНИЯ. ТОМ I Вопросы морфологии карста, спелеологии и гидрогеологии карста" (1963). *KIP Articles*. 5417.  
[https://digitalcommons.usf.edu/kip\\_articles/5417](https://digitalcommons.usf.edu/kip_articles/5417)

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](mailto:digitalcommons@usf.edu).



ПЕРМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
имени А. М. ГОРЬКОГО

Г. А. МАКСИМОВИЧ

ОСНОВЫ КАРСТОВЕДЕНИЯ

ТОМ 1

Вопросы морфологии карста,  
спелеологии и гидрогеологии карста

ПЕРМСКОЕ КНИЖНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ПЕРМЬ—1963

G. A. MAXIMOVICH  
Principles of Karst Science

vol. I Perm, 1963



## ПРЕДИСЛОВИЕ

Карстовые явления широко развиты на Земле. В пределах континентов обнаженные и погребенные растворимые в воде горные породы занимают значительные площади: карбонатные — известняки, доломиты, мраморы, и переходные разности, а также писчий мел — до 40 млн. км<sup>2</sup>, гипсы, ангидриты и переходные разности — до 7 млн. км<sup>2</sup>, каменная соль (галит) и другие соли — до 4 млн. км<sup>2</sup> (Г. А. Максимович, 1947, 19481). Таким образом, около одной трети суши характеризуется наличием вблизи поверхности или на глубине карстующихся горных пород, что создает условия для появления разновозрастных поверхностных, близких к поверхности или погребенных карстовых форм.

Широкое развитие карста привело к тому, что во многих районах приходится повседневно сталкиваться с ним в практической (особенно инженерной) деятельности. Чаще всего отмечается отрицательное значение карстовых явлений, которое, как сейчас выясняется, сильно преувеличено. Часто представление о сложности и даже невозможности строительства в ряде карстовых районов было основано на недостаточной изученности карстовых явлений и даже таких широко известных форм, как карстовые воронки. Считалось, что большинство карстовых воронок провального происхождения. Автору удалось показать, что карстовые воронки имеют различное происхождение. Подлинные провальные формы во многих районах сравнительно редки. Следовательно, карстовые воронки не всегда являются помехой строительству. В последнее время это начинают учитывать и в иностранной литературе (Е. Бажинский, А. Клон, 1958).

За последние три десятилетия накоплен богатейший опыт детальных инженерно-геологических исследований в карстовых районах для гидротехнического строительства. Возможность катастроф, имевших место за рубежом (М. Люжон, 1936), надежно предотвращается рядом испытанных на практике противофильтрационных

<sup>1</sup> Цифры эти опубликованы и в БСЭ, т. 20, стр. 261, 1953.

мероприятий. Это имеет особое значение, так как для значительной части рек СССР наиболее целесообразные варианты гидроузлов приурочены к районам развития карстующихся пород.

Ряд существующих и строящихся железных дорог СССР проходят через карстовые районы. Вследствие широкого развития карста их часто невозможно иначе провести. На эксплуатационных участках таких дорог иногда происходит оседание железнодорожного полотна.

Наличие вышележащих карстующихся пород сильно осложняет разработку некоторых полезных ископаемых.

Однако карст имеет не только отрицательное значение. С углублениями и полостями древнего карста связаны разнообразные полезные ископаемые. Добыча нефти из палеокарстовых коллекторов растет из года в год и в настоящее время достигает 20—30 % мировой добычи. В капиталистическом мире половина запасов газа приурочена к этим же коллекторам. Большая часть месторождений боксита связана с карбонатными отложениями. Многие крупные минеральные источники вытекают из карстовых полостей. Карстовые воды служат важным источником водоснабжения.

Карстовые пещеры являются прародиной человечества, начиная с каменного века, и изучаются археологией. В пещерах развиты своеобразные, часто слепые, животные, позволяющие биологам познать законы приспособления организмов к своеобразным условиям среды.

Своеобразие карстовых явлений, вызываемых не только подземными, но и внерусловыми поверхностными водами, обширность территории их развития, большое практическое значение, значительные достижения отечественных исследователей, изучающих карст более 250 лет, и особенно тридцатилетнее изучение в Советском Союзе, позволили в 1917 г. карстовой конференции в г. Перми принять решение о необходимости выделить особую отрасль знания — карстоведение.

Эта конференция также указала на необходимость введения на геологических и географических факультетах университетов специального курса карстоведения, а в геологоразведочных, горных, строительных, транспортных и педагогических институтах — расширения раздела «Карст» в курсах геологии, геоморфологии, гидрогеологии и инженерной геологии.

Автор с 1930 г. изучает карстовые явления Кавказа, Крыма, Урала и востока европейской части СССР. В 1958 г. ему удалось ознакомиться с карстом Чехословакии, а затем и Эстонии. Курс карстоведения в довольно значительном объеме (60 часов лекций и 24 часа практических занятий) читается им уже 16 лет (с 1947 г.) в Пермском университете для студентов пятого курса гидрогеологической и геоморфологической специальностей. Работа над курсом побудила написать данную монографию.

Изложение материала имеет некоторые особенности. Прежде всего оно построено на основе учения о гидродинамических зонах карстовых вод. Это касается не только подземных и поверхностных вод, но и образованных ими карстовых форм.

Впервые в литературе попытка освещения карстовых явлений с точки зрения этого учения была сделана в работах автора о карстовых воронках, генетических типах карстовых образований, о под-руслowych (поддолинных) пустотах и но другим вопросам. Далее на основе этого учения были изложены теоретические основы карстоведения и книге «Карст Пермской области» (1958) и брошюре «Карст» (1960).

Настоящая работа представляет дальнейшее развитие данного генетического направления. Карстовые формы рассматриваются в развитии как стадии морфогенетического процесса. Карстовые явления развиваются в тесной взаимосвязи с другими геодинамическими процессами. Для познания карста того или иного региона необходимо знать историю геологического и геоморфологического развития данной территории. Историко-геологический метод является основой для познания развития карста. Он использован в региональной части при характеристике карста СССР и некоторых зарубежных стран.

Автор работал над монографией более 25 лет, а особенно интенсивно с 1946 г. Некоторые разделы были ранее опубликованы, другие сданы в печать, большая же часть еще не публиковалась. То, что было опубликовано, при подготовке данной работы подвергнуто доработке и переработке. Многие главы и разделы представляют первые оригинальные исследования по данному вопросу. Для примера назовем: карстовые воронки, льды пещер, подземные карстовые озера, кальцитовые оолиты, пизолиты и конкреции пещер, естественные тоннели, мосты и арки, типы гидродинамических профилей карстовых областей, подводные карстовые источники, классификации карстовых родников по дебиту.

Большое практическое значение и широкое развитие карстовых явлений позволяет рассчитывать, что книга будет полезна не только преподавателям и студентам высших учебных заведений, но и учителям географии, геологам, горным инженерам, строителям, а также инженерам других специальностей и практическим деятелям, которым приходится иметь дело с карстом и пещерами.

Ввиду обширности темы в работе изложены только основы карстоведения. Желавшие более углубленно познакомиться с отдельными вопросами смогут сделать это путем изучения указанной нами основной литературы. Приведение ее в книге необходимо, так как данные о карсте рассеяны не только в геологической и географической, но и в археологической, биологической, гидрологической, инженерной, краеведческой и другой литературе и собирание ее представляет нелегкую, а для неспециалиста почти непосильную задачу.

Вначале предполагалось опубликовать всю монографию. Однако ввиду большого объема пришлось разделить ее на три тома. В настоящем, первом томе публикуются материалы по некоторым вопросам общего карстоведения, в частности по вопросам: основные условия образования карста, классификация карста, морфология карста, вопросы спелеологии, а также гидрогеология карста.

Второй и третий тома будут посвящены гидрологии карста, региональному карстоведению и полезным ископаемым, связанным с карстом. В них войдут и некоторые специальные вопросы карстоведения: карст мела, карст гипсов и ангидритов, карст соли, а также методика изучения карста и некоторые другие.

Публикуя настоящую книгу, автор сознает, что она несовершенна. Он будет признателен за все сообщенные ему замечания и указания.

Автор выражает благодарность всем лицам, в той или иной степени способствовавшим составлению этой работы, предоставлением материалов, иллюстраций, советами, и прежде всего Е. А. Лушникову и К. А. Горбуновой.

Пермский государственный  
Университет имени А. М. Горького  
1936—1962 гг.

## ВВЕДЕНИЕ

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ КАРСТА И КАРСТОВЕДЕНИЯ

Карст — это процесс химического и отчасти механического воздействия подземных и поверхностных внеусловных вод на растворимые проницаемые горные породы (карбонаты, гипс и ангидрит, соли, соду и другие). В результате возникают поверхностные, и подземные скульптурные, а при выпадении из раствора, обрушении — и аккумулятивные формы. Образование и разрушение подземных полостей может сопровождаться обвалами, провалами и даже местными землетрясениями.

В широком понимании карст — это сами формы и процесс их образования. Иногда в этом же смысле говорят о карстовых явлениях. Когда же хотят подчеркнуть, что речь идет о процессе, то применяют термины: карстообразование, закарстовывание или карстовый процесс. Карстовые формы иногда называются карстопроявлением.

Карстовые явления можно изучать с различных точек зрения. Этим объясняется наличие нескольких определений, которые даны в геолого-географических и других науках. Карст определяется как процесс геодинамический (Г. А. Максимович, 1947), физико-геологический (Ф. П. Саваренский, 1939), геологический (Е. В. Милановский, 1937; Д. С. Соколов, 1947, 1951), гидрогеологический (Д. В. Рыжиков, 1948), геоморфологический (В. А. Апродов, 1948; Н. А. Гвоздецкий, 1947), естественноисторический (И. К. Зайцев, 1940). Такие различия в определении обусловлены специальностью и отчасти склонностями изучающих карст. В геологии, гидрогеологии, геохимии, геоморфологии и географии изучают карстовые явления с различных точек зрения.

Карст рассматривается в динамической геологии, в учении о фациях, в геологии четвертичных отложений, в учении о полезных ископаемых и других геологических дисциплинах.

В динамической (общей) геологии карст — это один из геодинамических процессов. В учении об образовании осадков У. Х. Твенхофел

(1936) среди континентальных обстановок или областей выделяет пещерную и рассматривает отложения современных и древних пещер. Значительно более обстоятельную характеристику карста дает в учении о фациях Д. В. Наливкин (1956). В формации материк он выделяет серию карстовая область и пещера.

Четвертичные отложения С. Л. Яковлев (1954) разделил на несколько генетических групп. Одна из них — водная. В эту группу входит и тип пещерных отложений, среди которых он рассматривает натечные, обвальные, органогенные и другие отложения. Из карстовых брекчий, довольно широко развитых во многих карстовых районах, он рассматривает только пещерную. Следует отметить, что в образовании обломочных отложений, возникающих при обрушении сводов карстовых пустот, играют роль и гравитационные процессы. Красноземы карстовых понижений (terra rossa) С. А. Яковлев специально не рассматривал. Они относятся к элювиальной группе.

Н. И. Николаев (1946) среди генетических типов новейших континентальных отложений выделяет субтеррально-флювиальные отложения, обусловленные деятельностью подземных вод. В качестве одной из разновидностей он указывает пещерные отложения. Е. В. Шанцер (1948) пещерные отложения относит к субтеррально-аквальным.

Общеизвестно, что результатом карстообразования являются не только пещерные отложения, происхождение которых не всегда водное. Еще в 1915 г. А. А. Крубер, по данным П. А. Мартеля, показал генетическое разнообразие продуктов заполнения пещер. Более детальная характеристика генетических типов этих отложений дана Г. А. Максимовичем (1953), а затем и Д. С. Соколовым (1955). Последний, как Н. И. Николаев и Е. В. Шанцер, называет их субтерральными.

Гидрогеология изучает карстовые воды, как одну из разновидностей подземных вод (Г. А. Максимович, 1948 а).

В инженерной геологии (И. П. Маслов, 1941, 1957) в классификации горных пород в строительных целях карстующиеся породы: известняки-ракушечники, доломитизированные известняки, каменная соль, гипс и ангидрит отнесены к классу скалистых (жестких) пород, к категории водонестойких (выщелачивающихся), к группе органогенных; мел отнесен к классу особых пород. Общеизвестно, что имеются еще химические, известняки и доломиты, которые, однако, не отражены в классификации.

Ф. П. Саваренский (1939) в инженерной геологии относил карст к физико-геологическим явлениям, связанным с деятельностью поверхностных и подземных вод. Он считал, что в местах развития карста возникают вполне основательные опасения в отношении устойчивости сооружений. По И. В. Попову (1951, 1959), карст — это геологический процесс, влияющий на общую устойчивость местности.

Данный автор рассматривает карст с инженерно-геологической точки зрения как процесс, связанный с растворением пород. В частности, он останавливается на скорости карстового процесса, частоте возникновения провалов во времени и их распространении, прочности и устойчивости пород в горизонте с развитием карста и в вышележащих толщах.

В грунтоведении К. И. Лукашев (1938) различает карбонатные и сульфатно-хлоридные грунты.

В учении о полезных ископаемых различают карстовый тип рудных месторождений (В. А. Обручев, 1935). Генетические типы карстовых месторождений полезных ископаемых были указаны автором (Г. А. Максимович, 1956). Изучение этих месторождений — задача учения о полезных ископаемых. В геохимии А. Е. Ферсман (1934) выделил процесс гидрогенеза, являющегося совокупностью геохимических и минералогических превращений, вызванных проникновением гидросферы по трещинам и жилам. Результатом гидрогенеза он считал образование карста и пещер. А. И. Перельман (1961) в группе эпигенетических процессов зоны гипергенеза отмечает карбонатно-сульфатный процесс карста карбонатных отложений и хлоридно-сульфатный — карста соли и гипса.

Геоморфология изучает карст как один из генетических типов рельефа. География рассматривает карстовый ландшафт и географические типы карста (Н. А. Гвоздецкий, 1954). Гидрология изучает карстовые озера, реки, источники и т. д.

Карстовые пещеры, кроме того, являются объектом изучения археологии, метеорологии, гляциологии, геофизики, гидрогеологии, палеонтологии, зоологии, ботаники и многих других наук.

Карстовые явления, представляющие сложный и многообразный процесс, изучаются особой отраслью научных знаний — карстоведением.

Единство природы неизбежно предполагает и единство науки, которая есть не что иное, как отражение природных закономерностей в человеческом сознании. Однако конкретные формы движения материи так многообразны, что возникает необходимость отдельного изучения этих форм движения и появляется нужда в существовании ряда относительно самостоятельных отраслей знания. Самостоятельной (условно, учитывая единство) может считаться только та научная дисциплина, у которой имеется собственный объект исследования, качественно отличный от объектов исследования других наук. Говоря языком философии, каждая самостоятельная научная дисциплина изучает отдельную форму движения материи или ряд связанных между собой и переходящих друг в друга форм движения.

История изучения карста и пещер показывает, что объектом карстоведения всегда были подземные и поверхностные формы, образованные растворяющей и выносящей деятельностью воды в осадочных

и в меньшей степени метаморфических породах. Однако формы эти все время изменяются и имеют временное значение. Поэтому на первый план выдвигаются не они, а внутреннее их содержание, т. е. тот процесс, отражением которого являются эти формы.

Карстоведение — это учение о современных и древних явлениях в растворимых в воде горных породах, их образовании, развитии, распространении и практическом значении. Оно изучает также и свойства обуславливающих их подземных (и поверхностных) вод, минералы и полезные ископаемые, заполняющие образованные при этом процессе углубления, полости; условия возведения разнообразных сооружений в районах развития растворимых в воде горных пород и способы ликвидации отрицательных последствий наличия этих явлений.

В соответствии с этим карстоведение делится на общее, региональное, гидрогеологию и гидрологию карста, учение о минералах и полезных ископаемых карстовых полостей, инженерное, историческое, методику изучения карста.

Карстоведение имеет определенный и широко развитый объект изучения, свои методы и начинает занимать прочное место в ряду геолого-географических наук.

Карстовые пещеры, как одна из генетических разностей пещер, являются также объектом изучения спелеологии, или, по Э. Г. Раковица, спеологии, т. е. пещероведения. Спелеология изучает пещеры любого происхождения, в том числе и карстовые. Таким образом, она только отчасти является разделом карстоведения. В Западной Европе, где из карстовых форм больше всего привлекают внимание пещеры, часто карстоведение называют спелеологией, или наукой о пещерах. Изучение пещер некарстового происхождения иногда предлагают называть спелеизмом.

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕРМИНОЛОГИИ

В настоящей работе не рассматриваются явления в очень слабо растворимых в воде обломочных горных породах, где в результате механического воздействия подземных вод при малой растворимости образуются формы, внешне сходные с карстовыми. Не рассматриваются и явления, возникшие в результате теплового воздействия солнца, воды и других факторов на льды глетчеров и вечной мерзлоты, которые называют термокарстом.

Расширенное толкование карстовых явлений возникло давно. А. А. Крубер (1915, стр. 1), ссылаясь на старую работу Р. Зигера (1893), относил к ним явления в толщах льда. Л. С. Берг еще в 1908 г. описал своеобразные карстовые явления в лёссах и лёссовидных глинах. Он отмечал их и в последующих своих работах. М. М. Решеткин (1929), Ф. П. Саваренский (1931) и многие другие



также отмечали карстовые явления в лёссах и лёссовидных суглинках. Г. А. Максимович (1941, 1947, 1952) дал характеристику механизма этих явлений. Глинистый карст был выделен А. Д. Нацким в 1916 г., изучался И. С. Щукиным (1928, 1933) и пропагандировался Ф. П. Саваренским (1935, 1937, 1939). Д. А. Лилиенберг (1955) формы, развитые в глинах юго-восточного Кавказа, называет подземно-эрозионными. Явления в песчаниках, внешне сходные с карстовыми, были описаны на Урале и на Кавказе. Формы в известково-вистых песчаниках Н. А. Гвоздецкий относит к карстово-суффозионным.

Явления в конгломератах с растворимым цементом Э. Ог (1933) ставил в один ряд с карстовыми. Л. И. Маруашвили (1947) относил их к карстовым и называл криптокарстом. Возник ряд терминов для обозначения явлений, морфологически сходных с карстовыми. В западных странах довольно широко распространяется термин псевдокарст. Если Н. А. Гвоздецкий (1947) относил к нему только термокарст, то И. Кунски и В. Крал — и явления в песчаниках с растворимым цементом. Наиболее далеко зашел в расширении понимания термина псевдокарст Г. Коссак (1952). Он относит сюда не только формы рельефа, сходные с карстовыми, но даже и гидрологические явления. Исчезновение рек в песках пустынь или в трещиноватых лавах он считает псевдокарстом! Если дальше идти по этому пути, то многие геологические и геоморфологические процессы можно отнести к псевдокарсту. Происходит это от применения неудачного, или, лучше сказать, ненаучного термина. «Псевдо» — значит ложный, мнимый. В природе имеются вполне определенные процессы, вызывающие появление соответствующих, а не ложных явлений. Это естественные явления, а их называют ложными, мнимыми.

Мы рекомендуем воздерживаться от применения данного термина. В мерзлотоведении и гляциологии так и поступили — назвали подобные явления термокарстом. Правда, заметим, что и термин термокарст не вполне удачен. Он правильно отражает только причину явления (тепло), но не более.

Теперь о термине суффозионно-карстовый. Суффозия в первоначальном понимании, которое было дано А. П. Павловым, это подкапывающая механическая и химическая деятельность подземных вод. Потом стали различать механическую и химическую суффозию. В последнее время химическую деятельность подземных вод не вполне правильно отождествляют с карстом, а механическую называют суффозией. В геологическом словаре (т. II, стр. 302, 1955) даже указано, что суффозия — это «вымывание пылеватых частиц в рыхлых горных породах подземными водами, вызывающее оседание вышележащей толщи с образованием на поверхности западин, небольших суффозионных воронок и блюдеч. Суффозия наиболее развита в лёссах и лёссовидных суглинках». Если стать на точку

зрения автора геологического словаря, то явление в песчаниках и конгломератах нельзя относить к суффозионным, так как там выносятся не пылеватые частицы, а песок, гравий и галька.

Количество терминов растёт, одни и те же термины понимаются по-разному. Сравнительно простой вопрос осложняется, запутывается. Учитывая неопределённость, или, вернее, различное понимание слова «суффозия», нецелесообразность применения приставки «псевдо», нами и был предложен термин кластокарст (Г. А. Максимович, 1952).

Кластокарст — это процесс химического и главным образом механического воздействия подземных вод на обломочные осадочные породы — лёссы, лёссовидные суглинки, глины, содержащие в значительном количестве растворимые в воде минералы, а также песчаники и конгломераты с растворимым цементом.

Химическое воздействие проявляется по-разному. В лёссах и лёссовидных суглинках и других алевролитах это разбавление почвенно-грунтовых растворов, в глинах — растворение минералов, в песчаниках и конгломератах — растворение гипсового или карбонатного цемента.

Механическое воздействие заключается в выносе глинистых, алевролитовых, песчаных частиц, а также гравия и галек. В результате образуются поверхностные и подземные скульптурные, а при обрушении и аккумулятивные формы. Образование подземных форм и механический вынос обломочного материала может сопровождаться просадками и провалами.

В глинах, песчаниках и конгломератах растворение включенных минералов или цемента освобождает ранее скрепленные глинистые, песчаные частицы и более крупные — гравий и гальку, а затем происходит вынос их.

Мы сознаем, что термин кластокарст, как и термокарст, не вполне удачен. Он обозначает, что мы имеем дело с явлениями, внешне сходными с карстовыми, которые проявляются в обломочных породах. Кластокарст кратко характеризует определенные явления и позволяет прекратить дальнейшее терминотворчество. Термин кластокарст уже применяется (Л. И. Маруашвили, 1949; Н. Матурели, 1958; П. Котец, 1955).

## ПОДГОТОВКА КАРСТОВЕДОВ И СПЕЛЕОЛОГОВ

Дальнейшее развитие карстоведения требует специальной подготовки кадров. Этот вопрос был отмечен в резолюции Пермской карстовой конференции (Карстоведение, в. 1, 1948), которая указала на необходимость введения на геологических и географических факультетах университетов специального курса карстоведения, подготовки аспирантов по карстоведению, включения в список

тем, рекомендуемых в качестве кандидатских и докторских диссертаций, вопросов карста.

**Курсы карстоведения и спелеологии.** В соответствии с решением второй карстовой конференции, в Пермском университете с 1947 г. автор читает студентам пятого курса карстоведение в объеме 60 часов лекций и 24 часов лабораторных занятий. Вначале оно читалось студентам-геологам и геоморфологам, а в последние годы, с прекращением выпуска геоморфологов и введением специализации по гидрогеологии и инженерной геологии, читается гидрогеологам.

В Киевском университете на географическом факультете доцент М. В. Щербакова с 1950 г. читает курс карстоведения в объеме 24 часов студентам четвертого курса геоморфологической специальности. На географическом факультете Башкирского университета в Уфе И. К. Кудряшев в 1958 г. начал чтение небольшого курса «Основы карстоведения и карст Башкирии». Были попытки читать курс карстоведения в Черновицком университете и Ивановском педагогическом институте. Намечалось чтение подобного курса во Львовском университете.

В Симферополе для подземных туристов доцент Б. Н. Иванов читает небольшой курс спелеологии. Н. И. Соколов (1961) опубликовал проект программы занятий с начинающими туристами-спелеологами.

В Чехословакии в Пражском университете на геолого-географическом факультете для студентов-географов с 1950 г. доктор В. Крал читает курс спелеологии в объеме 26 часов. В Брно в 1956/57 и 1958/59 учебных годах подобный небольшой факультативный курс в объеме 20 часов читал профессор Ф. Витасек для студентов второго — четвертого курсов географического факультета и спелеологов-любителей.

В 1947 г. Миланская секция Итальянского спелеологического общества организовала специальную школу для подготовки, исследователей пещер. Научная группа французского Национального комитета спелеологии, организованная в мае 1958 г. из пятнадцати спелеологов и являющаяся связующим звеном между научными и спортивно-техническими работниками, составляет программу элементов спелеологии и стажировки для юношества.

**Аспирантура и докторантура.** В Пермском, Московском и некоторых других университетах, горных и других институтах, а также в научных институтах имеется аспирантура, где темой кандидатских диссертаций является карст, карстовые воды и другие вопросы карстоведения. Ранее была и докторантура.

**Защита докторских и кандидатских диссертаций.** С 1947 г. по карсту защитили докторские диссертации Н. А. Гвоздецкий, Д. С. Соколов и А. В. Ступишин, а кандидатские — Б. В. Васильев, М. И. Гевирц, К. А. Горбунова, М. А. Зубашенко, Г. В. Короткевич, А. А. Ломаев, Е. И. Олли, Ю. И. Хейнсалю и многие другие.

## КАРСТОЛОГИЧЕСКИЕ УЧРЕЖДЕНИЯ

Карстовые явления и, в частности, пещеры изучаются специальными научными учреждениями—лабораториями, отделами и станциями. В СССР наибольшее развитие получили различные станции.

С 1934 по 1941 г. существовала Уральская научно-исследовательская карстовая станция в г. Кизеле Пермской области (С. В. Ильин и М. С. Кельманский, 1938). С 1941 г. в г. Северо-уральске Свердловской области существует карстовая станция, изучающая карст в районах разработки месторождений боксита, закономерности распространения карстовых вод и способы защиты действующих шахт от обводнения. Она разрабатывает мероприятия по благоустройству поверхностного стока, являющегося источником обводнения горных выработок.

С 1946 по 1953 г. в районе заповедника «Предуралье» между г. Кунгуром и с. Усть-Кишерть функционировала карстово-спелеологическая станция Естественного института Пермского университета (Л. В. Голубева, 1949). Вместе с кафедрой динамической геологии и гидрогеологии она была организатором Пермской карстовой конференции, состоявшейся в 1947 году (Л. В. Голубева, 1948). С 1945 г. в Краснодарском крае на побережье Черного моря имелась карстово-спелеологическая станция. После ряда реорганизаций на ее базе создана Адлерская комплексная станция Лаборатории гидрогеологических проблем Академии наук СССР. Кроме карста, карстовых вод и пещер, она изучает подземные воды Краснодарского края и оползни.

В 1953 г. в Горьковской области организована Дзержинская научно-исследовательская карстовая станция Лаборатории гидрогеологических проблем Академии наук СССР. Основная задача ее — проведение систематических исследований карстовых процессов в районе г. Дзержинска и разработка мероприятий по борьбе с карстом (А. Н. Ильин, Н. А. Прозорова, 1956). В 1948 г. на базе Кунгурской, ледяной пещеры в Пермской области организована карстово-спелеологическая станция. Теперь это Кунгурский научно-исследовательский стационар Уральского филиала Академии наук СССР.

Некоторые гидрогеологические станции Государственного геологического комитета СССР и других ведомств, расположенных в карстовых районах, изучают динамику, режим карстовых вод и развитие карстовых форм. Примером может служить Уфимская гидрогеологическая станция и Силурийская партия Северо-Западной гидрогеологической станции.

Ранее Ново-Михайловская гидрологическая станция, расположенная в карстовом районе в Центрально-Черноземной области, занималась изучением гидрогеологической роли карста (А. С. Козьменко, 1932).

В г. Симферополе изучает карст гидрогеологический отдел Института минеральных ресурсов Академии наук УССР. В г. Тбилиси Лаборатория карстологии Института географии им. Вахушти Академии наук Грузинской ССР изучает карст Грузии. При Академии имеется спелеологическая комиссия, координирующая изучение пещер в Грузии.

Кроме специальных станций, отделов, лабораторий, отдельные научные работники и коллективы институтов академий наук, университетов, педагогических и других институтов изучают карст и пещеры. В системе Академии наук СССР это: Лаборатория гидрогеологических проблем им. Ф. П. Саваренского, Институт археологии, Лаборатория аэрометодов, Геологический институт в г. Москве, Коми филиал, Казанский филиал, Геологический институт Восточно-Сибирского филиала. В системе Академии наук Грузинской ССР, кроме упомянутого уже Института географии им. Вахушти, ведут исследования Абхазский институт языка, литературы и истории, Лаборатория гидрогеологических и инженерно-геологических проблем. Занимаются вопросами карстоведения геологические институты Эстонской, Латвийской, Таджикской, Азербайджанской академий наук, Институт гидрогеологии и инженерной геологии Академии наук Узбекской ССР и другие.

Изучают карст также университеты: Пермский, Башкирский, Московский, Ленинградский, Казанский, Киевский, Туркменский, Саратовский и другие; Московский геологоразведочный институт; педагогические институты: Московский, Челябинский, Нижне-Тагильский, Свердловский, Томский, Ленинградский и другие.

Карст изучают также Всесоюзный аэрогеологический трест, Гидроэнергoproект, Всесоюзный институт гидрогеологии и инженерной геологии, институт Водгео, Гидропроект и другие учреждения разных ведомств.

Работы этих многочисленных научных учреждений, высших учебных заведений, проектных институтов координирует Междуведомственная комиссия по изучению геологии и географии карста, находящаяся при отделении геолого-географических наук Академии наук СССР.

С конца 1956 по 1959 г. при отделении технических наук Академии наук СССР существовала Лаборатория спелеологии, которая в 1959 г. слита с Лабораторией гидрогеологических проблем Академии наук СССР им. Ф. П. Саваренского.

За рубежом также имеются специальные научные учреждения, изучающие пещеры и карст.

В Румынии в 1920 г. Эмиль Раковица основал в г. Клуже при университете один из первых в мире Спеологический институт. Уже в первые десять лет было обследовано свыше 200 пещер, главным образом в Западных Карпатах. Был собран обширный биоспелеологический материал. К 1933 г., когда деятельность института прекратилась,

вышло семь томов трудов. В Румынской Народной Республике Клужский институт спелеологии возобновил свою деятельность. В июне 1956 г. в Бухаресте основан Институт спелеологии РНР, а Клужский институт превращен в его филиал. Во главе Бухарестского института стоит профессор К. Моташ (К. Моташ 1957; Т. Оргидан, 1960).

В Югославии в г. Белграде имеется институт карстоведения им. И. Цвийича. Словенская Академия наук и искусств после второй мировой войны организовала биоспелеологическую станцию в Постойне, а в декабре 1947 г. — институт по изучению карста в Словении. Ранее Институт зоологии университета в Любляне организовал в пещере Подпечка Яма биоспелеологическую лабораторию для изучения экологии пещерной фауны. Лаборатория вела также метеорологические и гидрогеологические наблюдения. Имеется ее отчет за 1928—1931 гг.

Во Франции в 1911 г. существовала лаборатория экспериментальной биоспелеологии, организованная Генри Гадо де Кервиль в Сен-Пер (Нижняя Сена). Имеется подземная лаборатория в пещере Мули (Арьеж), издающая с 1946 г. журнал.

Подобная лаборатория создана в Бельгии в пещере Ган.

Институты спелеологии существуют в Вене (1920 г.) и Болонье.

**Музеи карста.** Своеобразным учреждением является музей словацкого карста в небольшом словацком городе Липтовский Ми-кулаш. Автору удалось посетить его в конце 1958 г. Он возник в декабре 1949 г. при Словацком спелеологическом обществе, а с 1952 г. стал государственным. В настоящее время это государственный институт изучения, документации и популяризации карста и пещер. Музей занимает большое двухэтажное здание, где в научной, но популярной форме показано происхождение и развитие карста и пещер. Представлены различные натечные образования, принесенные из пещер: сталактиты, сталагмиты, оолиты и пизолиты, археологические находки, животный и растительный мир. Карст и пещеры показаны в виде планов, профилей, макетов, многочисленных фотографий. Возникновение музея обусловлено наличием в Словакии карстовых шахт, пропастей и многочисленных пещер. Оборудованы для посетителей 8 сталактитовых и 2 ледяные пещеры. Кроме того, имеется еще более 250 других пещер, необорудованных, главным образом, небольших. Общее протяжение их около 40 км (Г. А. Максимович, 1959). Музей составляет кадастр этих пещер, совместно с другими учреждениями исследует их. Изучаются также пропасти и шахты Словакии. Ведется библиографическая работа по карсту Словакии. Имеется специальная спелеологическая библиотека, возникшая в 1949 г.; которая пополняется главным образом путем международного обмена на издаваемые монографии и сборники. В 1958 г. был издан первый том сборника «Словенский крас» (карст Словакии), в 1959 г. — второй, в 1961 г. — третий.

Посетило музей в 1956 г. 14200 человек, в 1957 г.—15019 человек.

В Польше в Войтешове, по случаю съезда географов во Вроцлаве, на научной станции Института географии Польской Академии наук географы станции и Академический туристический клуб в 1959 г. организовали музей карста. В нем сосредоточены рисунки, планы польских пещер и имеется спелеологическая библиотека.

## ОХРАНА ПЕЩЕР И ДРУГИХ КАРСТОВЫХ ФОРМ

Карстовые пещеры, мосты, арки, пропасти и другие формы являются объектами неживой природы, которые подлежат охране (Г. А. Максимович, 1960 б, 1961 а). В СССР охраняется пока Кунгурская ледяная пещера, с 1960 г. и Капова пещера в Башкирии, а с 27 октября 1961 г. заповедником-музеем стали Красные пещеры в Крыму. Необходимо расширить список пещер и других карстовых форм, которые подлежат охране.

В США имеются национальные парки Мамонтовой (Кентукки), Карлсбадской (Нью-Мексико) и Ветровой пещер (Уинд Кейв, Южная Дакота) с площадью соответственно 51 623, 49 447 и 28 059 акров, которые привлекают много посетителей (И. П. Герасимов, 1962). Кроме того, имеются пещеры-парки штатов, национальные памятники и пещеры, находящиеся в национальных парках, организованных в основном по другой причине.

Из национальных памятников укажем пещеры Леман (Невада), Орегон (Орегон), Иевел (Ю. Дакота), Тампаног (Юта). Из пещерных парков штатов упомянем Флориду, (Флорида), Картер (Кентукки), пещеры Лавовой реки (Орегон), а из памятников штатов — пещеры Макокет (Айова).

В комплексных национальных парках отметим пещеры Анемон в парке Акадия (Мен), Кристал в парке Секвойя (Калифорния), Чилан ледяную в парке оз. Чилан и Крефорд в парке Риверсайд штата Вашингтон. В штате Калифорния в состав национального памятника Пиннекл входит пещера Бир Гулч, а в состав памятника Лавовые отложения включены Лавовые пещеры.

Более 17 пещер и их групп явились причиной организации специальных национальных парков, парков штатов, национальных памятников или входят в комплексные заповедники. При этом не все пещеры карстовые. Есть среди них и каналы, образовавшиеся в результате вытекания жидкой лавы из трещины в затвердевшем с поверхности потоке.

Известный карстовый мост на р. Цедар в штате Вирджиния вместе с прилегающей территорией также превращен в национальный парк.

<sup>2</sup> Основы карстования

В Австрии можно отметить Дахштейнский пещерный парк, являющийся центром спелеологических исследований. В Югославии в национальный парк Пакленица на хребте Велебит входит 10 пещер. В Японии карстовое плато Акиоси является заповедником. В этом районе площадью 45, 34 км<sup>2</sup> есть 23 пещеры. Наибольшую из них — Акиоси общим протяжением 2 км — ежегодно посещает 400 тыс. экскурсантов. В Австралии пещеры Дженолен с окрестностями входят в заповедник, где в большом числе живут черно-коричневые кенгуру (Г. А. Максимович, 1962 б).

В РСФСР 27 октября 1960 г. был издан Закон об охране природы. Статья 8 этого Закона посвящена охране типичных ландшафтов, редких и достопримечательных природных объектов. В ней говорится: «Подлежат охране типичные ландшафты, редкие и достопримечательные объекты живой и неживой природы, как характерные или как уникальные примеры природных условий отдельных зон и физико-географических областей, ценные в научном, культурно-просветительном и оздоровительном отношениях». Подобные Законы приняты и в других союзных республиках СССР. Крупные и своеобразные карстовые пещеры и все природные мосты и другие редкие объекты должны охраняться.

В Чехословакии в 1955 г. Словацкий национальный Совет принял Закон о государственной охране природы, провозглашающий пещеры, как замечательные создания природы, народным достоянием. При управлении уполномоченного по делам школ и культуры учрежден особый совещательный орган по вопросам охраны пещер и карстовых явлений.

Подобные законы имеются и в Чехии, а также Польше, Австрии и других странах.

## **НЕКОТОРЫЕ СПЕЦИАЛЬНЫЕ ИЗДАНИЯ ПО КАРСТУ И СПЕЛЕОЛОГИИ**

Литература по карсту и спелеологии как в СССР, так и за рубежом весьма обширна. Имеются сотни книг и тысячи статей. Некоторые основные работы и статьи нами приведены в списке литературы в разделе «Общая литература». Разбор их не входил в нашу задачу. Издавалось и издается около сотни специальных трудов, серий сборников и журналов, посвященных карсту и спелеологии. Мы укажем здесь только некоторые.

В СССР можно отметить Спелеологический бюллетень, который в 1947 г. начал издавать Пермский университет. Это издание продолжено под названием «Пещеры». В 1961 г. вышел, первый выпуск, в 1962 г. — второй. Этим же университетом и его Естественнонаучным институтом в 1947 г. опубликованы тезисы 42 докладов Пермской карстовой конференции и 20 докладов по спелеологии. В 1948 г. начато издание сборников «Карстоведение», представляющих



труды Пермской карстовой конференции 1947 г. Вышли выпуски 1 и 4. Совещания по карстоведению и спелеологии проводит и географическая секция Московского общества испытателей природы. Результаты работ опубликованы в виде сборников «Региональное карстоведение», 1958 г. и «Спелеология и карстоведение», 1959 г.

С 1940 г. биологическим отделом Бюллетеня Московского общества испытателей природы начала публиковаться серия «Biospreologica Sovietica» («Советская биоспелеология»). В первом выпуске (3 — 4) было помещено шесть статей. Статьи этой серии публиковались до 1952 г. Это — первое систематическое отечественное издание по карстоведению. Посвящено оно было биологии пещер. Вторым, ныне продолженным, изданием явился Спелеологический бюллетень.

В результате работ научного совещания по изучению карста, проходившего в г. Москве в 1956 г., опубликовано девятнадцать выпусков тезисов, а в 1961 и 1962 гг. — три тома трудов.

Междудомовенная комиссия по изучению геологии и географии карста при отделении геолого-географических наук Академии наук СССР в 1960 г. опубликовала на ротаторе информационный сборник № 1. В 1961 г. это издание продолжено под названием «Новости карстоведения и спелеологии», № 2.

В Чехословакии с 1948 г. выходит журнал «Ческословенски крас». Он был органом Спелеологического клуба в г. Брно и выходил до 1954 г. по 10 номеров в год. С 1957 г. его издает Чехословацкая Академия наук. В 1957 г. вышло 4 номера, а за 1958 г. и 1959 г. — ежегодники. В дальнейшем он будет выходить один раз в два года. В странах народной демократии отсутствует специальный, издаваемый типографским путем, журнал по карсту и спелеологии. Поэтому «Ческословенски крас» превратился в такой центральный орган. В нем, кроме чехословацких ученых, публикуют свои работы румынские, венгерские, польские и советские исследователи.

Музей словацкого карста, как уже указывалось, с 1958 г. издает сборники «Словенски крас», в 1959 г. вышел том II за 1957—1958 гг. и в 1961 г. — том III за 1959—1960 гг. В 1959 г. Спелеологический клуб и Моравский музей в Брно начали издавать на ротапинтере тиражом 300 экз. журнал «Крас в Ческословенску». Карстовая секция Естественноисторического общества при народном музее в Праге в 1958 г. опубликовала на ротапинтере Карстовый сборник № 1. Очень много статей по карсту и особенно пещерам можно найти в издаваемом в Словакии с 1922 г. журнале «Красы Словенска» («Красоты Словакии»). Это иллюстрированный журнал, посвященный пропаганде и охране природных красот, туризму, альпинизму и изучению пещер. Много статей о пещерах и карсте содержится в журнале «Охрана природы».

В Польше в 1955—1957 гг. вышло в Кракове пять номеров сборника «Грототаз». Это орган секции подземного альпинизма Общества туристов Польши. В 1959 г. Варшавский спелеоклуб издал выпуск № 3 первого тома «Спелеологии». В том же году во Вроцлаве напечатан на ротаторе «Бюллетень спелеологичный» № 1. Данные о пещерах и карсте публикуются в сборниках «Верхи» («Вершины»), издаваемых в Кракове Польским туристско-краеведческим обществом.

В Австрии Союз исследователей пещер с 1950 г. издает журнал карстоведения и спелеологии «Ди Хеле» («Пещера»), выходящий четыре раза в год. С 1953 г. почти ежегодно публикуются научные приложения к этому журналу. Территориальное объединение спелеологов Вены и Нижней Австрии с 1945 г. выпускает на ротаторе ежемесячник «Хеленкунлихе Миттайлунген». С 1955 г. нерегулярно территориальное объединение спелеологов Верхней Австрии в Линце издает сборники с таким же названием. В 1946 г. Туристическое издательство в Вене выпустило один номер «Спелеологише Миттайлунген». Пещерная комиссия при Министерстве земель и лесного хозяйства вначале публиковала протоколы своих общих собраний, а с 1949 г. выпускает «Миттайлунген дер Хе-ленкоммиссион». Союз австрийских исследователей пещер с 1949 г. шесть раз в год печатает в Вене «Фербандснахрихтен». В Граце выходил с 1908 г. журнал «Миттайлунген фюр Хеленкунде». В Вене в 1920 и 1921 гг. выходили «Берихте дер Бундесхеленкоммиссион», а с 1922 г. — «Спелеологишес Ярбух». Там же издавались «Миттайлунген» — сообщения исследователей пещер Австрийского туристического клуба.

Ранее в Вене Спелеологический институт, которым руководил профессор Георг Кирле, выпускал следующие издания: 1) спелеологические монографии — с 1920 до 1931 г. вышло двенадцать томов; 2) спелеологические ежегодники (ярбух) — с 1920 г. В 1929—31 гг. опубликован том X/XII; 3) «Натур унд Хеленкундлихе фюрер дурх Естеррайх». Этих путеводителей по пещерам и природным местам издано в 1922—1928 гг. тринадцать томов; 4) популярные издания о пещерах. С 1922 г. выпущено семь тетрадей (брошюр).

Венгрия является третьей по времени страной (после Франции и Австрии), где издается специальный орган по изучению пещер. В Будапеште с 1913 г. выходил «Барлангкутас» («Исследователь пещер»). В Венгерской Народной Республике Гидрологическое общество организовало Центральную комиссию по гидрологии карста и исследованию пещер, которая начала в 1958 г. издавать на ротаторе «Информационный бюллетень об исследованиях карста и пещер». Много данных о карсте публикуется в гидрологических, географических и геологических журналах и трудах Академии наук. В 1960 г. Венгерское общество по исследованию карста и пещер издало первый выпуск трудов,

В Германии в Берлине в 1924—1940 гг. издавался журнал «Миттайлунген юбер Хелен унд Карстфоршунг». В марте 1955 г. в ФРГ возобновил свою работу Союз исследователей пещер и карста, существовавший с 1922 по 1942 г. Печатным органом его стал венский журнал «Ди Хеле», который издается совместно с австрийским Союзом исследователей пещер. В 1947—1951 гг. в Нюрнберге (Бавария) издавались ежеквартально «Миттайлунген» общества исследователей карста.

В Швейцарии в г. Сионе Общество швейцарских спелеологов издает с 1951 г. журнал «Сталактит». Он выходил шесть раз в год. В 1958 г. из-за финансовых затруднений вышло только два номера. Издание возобновлено в 1959 г., и выпущено три номера четвертого тома. В Цюрихе издавался «Флидермаус Пост», в Мутье — «Юра Сутеррен» и в Нионе — бюллетень.

В Испаниис 1950 г. Институт геологии университета в Овьедо издает «Спелеон».

В Румынии в 1926—1936 гг. Институт спелеологий в Клуже опубликовал семь томов трудов, содержащих 98 работ. После 1956 г. вышли восьмой и девятый тома.

В Югославии Институт исследования карста в Любляне с 1955 г. выпускает сборники «Акта Карсологика». Институт находится в системе Словенской академии наук и искусств. С 1953 г. в Загребе выходит ежеквартально журнал «Спелеолог», издаваемый спелеологической секцией «Железничар».

В Греции с 1950 г. в Афинах вначале один раз в квартал, а затем в триместр выходит «Дельтион» — бюллетень Общества спелеологов Греции. В январе — марте 1959 г. вышел № 1 пятого тома.

В Европе много печатных органов по спелеологии издавалось и издается во Франции, Англии, Италии и Бельгии.

Франция является родоначальником западноевропейских специальных органов по спелеологии. В 1895 г. начала публиковаться известная «Спелунка» — бюллетень Общества спелеологов Франции, выходивший по 1900 г. три раза в год. Всего было издано 24 номера. В 1930—1938 гг. в Париже публиковалась новая серия этого бюллетеня (9 томов). В 1946 г. издание возобновлено (3-я серия) под названием «Анналы спелеологии» — четыре номера в год. В этом же году в Париже Национальный центр научных исследований и Подземная лаборатория в Мули (Арьеж) начали издавать «Нот Биоспелеологик» — два номера в год. В настоящее время последние два журнала объединены. В 1896—1913 гг. вышло 74 номера трудов Общества спелеологов Франции.

Кроме этих основных органов, центральные и местные спелеологические организации издают другие специальные труды и журналы. В Париже в 1948—1949 гг. вышло три номера «Гротс е гуфFRE» («Пещеры и пропасти»). В этом же городе с 1951 г. издавался «Бюллетень Триместриель» Национального комитета спелеологии.

В Париже с 1945 г. выходил почти ежемесячно журнал «Ле Монд сутеррен» («Подземный Мир») — орган Международного постоянного комитета подземного урбанизма.

Спелеологическая группа Ду в г. Безансоне издавала «Ла сталактит — Комтуаз». С 1954 г. этот журнал выходит один раз в два месяца и называется «Наши пещеры». В Канне издается ежегодник «Бюллетень Кастере в Канне». С 1951 г. в Балансе (Дром) каждые два месяца издавался «Бюллетень дю групп спелеологик Валентинуаз». Сейчас он под названием «Спелеос» выходит один раз в квартал. В Везуле (Верхняя Сона) издавался Бюллетень ассоциации спелеологов Востока. С 1952 г. он выходит три-четыре раза в год под названием «Журнал по спелеологии, археологии, предистории и подземной технике Востока Франции».

В Бордо в 1949—1955 гг. ежегодно выходил бюллетень Общества спелеологии и предистории в Бордо. В Ницце (Приморские Альпы) нерегулярно выходит сборник «Спелеология» — бюллетень клуба Мартеля. В Тулузе (Верхняя Гаронна) в бюллетенях Общества естественной истории Тулузы через год как особое издание (с 1945 г.) выходит «Бюллетень Меридионального общества спелеологии и предистории». В Дижоне (Кот-д'Ор) с 1954 г. спелеоклуб Дижона издает раз в два месяца журнал «Су ле Планш».

В Италии в Милане с 1927 г. до второй мировой войны издавался журнал «Ле гротте Д'Италия». В последнее время его издает итальянский Институт спелеологии в Болонье. В этом же городе с 1948 г. Центр изучения физической географии при Национальном совете исследований нерегулярно издает «Исследования по морфологии и гидрографии карста». Общество спелеологов Италии в Комо публикует с 1949 г. квартальники «Рассенья спелеологика Италияна». В этом же городе в 1948—1949 гг. автономной группой спелеологов Комо издавалась «Рассенья спелеологика». В Риме нерегулярно публикуются сборники «Нотициарио дель циркуло спеле-ологико Романо».

В Бергамо группа «Гротте Бергамо» нерегулярно выпускает «Спелеолого Бергамаско». «Мемория» или «Рассенья спелеологика Италияна е Социета спелеологика Италияна» — труды, издаваемые нерегулярно в Павии. «Эко спелеологико» — орган группы спелеологов Флоренции, очень нерегулярно выходит с 1954 г.

В Анконе в 1949 г. группа спелеологов Марке (историческое название области, куда сейчас входит и провинция Анкона) издала один номер «Ривиста ди спелеология». «Гроттеско» — орган «Группе гротте Милано», публиковался в 1946—1949 гг.

В Бельгии Спелеологическая федерация в 1952—1954 гг. нерегулярно издавала в Маредсу информационные бюллетени. «Троглодиты» — это орган Общества спелеологов Намюра, нерегулярно выходящий с 1954 г. «Глаз во тьме» издается спелеоклубом в Ламбусаре. «Под землей» — название таких же сборников спелеологической

группы Шарлеруа (Эно). «Клер Обскур» («Светлая темнота») — с 1956 г. нерегулярно издают Льежская секция спелеоклуба Бельгии и Альпийский клуб Бельгии (выходит в Брессу).

Данные о спелеологии и карсте публикуются также в бюллетене Общества изучения геологии и археологии «Ле Шершер де ла Валлони» (Серэн, Льеж), издаваемом с 1945 г. Один том выходит в два-три года.

В Великобритании издается «Бритиш кэвер» («Британский пещерник»), один-три тома в год. В 1940 г. был издан уже шестой том, а в 1959 г. — 31-й. Он выходит в Родзерфилде. С 1922 г. нерегулярно публикуются «Просидингс» Спелеологического общества Бристольского университета. С 1937 г. в Йорке издавался журнал «Кэвс энд Кэвинг». Два раза в год выходит «Лондон Кэвер», издаваемый Вестминстерской спелеологической группой в Уэльсе (Сомерсетшир). Журнал «Кэв сайенс» («Наука о пещерах») Британской спелеологической ассоциации издается в Сеттл (Йоркшир) с 1947 г. ежеквартально. «Трансэкшен оф кэв ресирч групп» — орган группы исследователей пещер Британии публикуется в Бер-камстед (Хартфордшир) с 1948 г. В этом же городе та же группа издает с 1945 г. почти ежемесячно «Кэв груп ньюслеттер».

С 1953 г. в Шеффилде нерегулярно выходит «Спелеолоджист» — орган Дербиширской спелеологической группы. Ежегодник «Сток-он-Трент потол клаб джорнал» с 1951 г. выпускается в г. Сток-он-Тренте (Стаффордшир) клубом «Воронка». В Брэдфорде (Йоркшир) нерегулярно издается «Джорнал оф Брадфорд потол клаб». С 1949 г. ежегодно выходит «Джорнал оф Кравен потол клаб» в Скайтоне (Йоркшир). В этом же графстве в Лидсе нерегулярно издается «Джорнал оф Йоркшир Рамблере клаб». В Илфорде (Эссекс) нерегулярно выходит «Журнал Вестминстерской спелеологической группы». Так же нерегулярно в Бристоле публикуется «Джорнал оф Уэссекс кэв клаб». С 1953 г. несколько раз в году выпускается в Аксбридже (Мидлсекс) «Джорнал оф Аксбридж кэвинг клаб энд археолоджикл сосаити».

В Швеции в 1960 г. начал издаваться «Архив шведских исследователей пещер».

В Ливане с 1955 г. издается Бюллетень спелеоклуба в Бейруте, имеющий по-арабски название «Летучая мышь».

В Марокко с 1956 г. в Касабланке нерегулярно публикуется Бюллетень спелеоклуба Марокко.

В Южной Африке в Кейптауне с 1954 г. издается «Бюллетень Южно-Африканской спелеологической ассоциации, Кап-секция». В 1959 г. вышел том 4, № 2.

В Сиднее (Австралия) издаются с 1950 г. сборники СУСС-Сиднейского университетского спелеологического общества (на ротаторе). Опубликовано четыре тома, по два — три выпуска в каждом. С 1956 г. этим же способом публикуются в Сиднее «Коммуникейшен»

спелеологического общества (вышло два тома) и «Нью-слеттер» Австралийской спелеологической федерации (вышло четыре номера). С 1957 г. на ротаторе размножаются «Рипортс оф Коранбонгс спелеолоджикал сосаити» (один том) и «Окёжёнал пей-перс Викториан кэв эксплорейшн сосаити» (один номер). В Хобарте на острове Тасмания в 1953 г. опубликована «Хендбук оф тасманиан кэверник клуб» (71 стр.).

С 1952 г. ежеквартально выходит Ново-Зеландский спелеологический бюллетень, издаваемый в Окленде Ново-Зеландским спелеологическим обществом.

В США Национальное спелеологическое общество (Трентон, Нью-Йорк) с 1945 г. издает ежемесячник «Нешнл спелеолоджик сосаити ньюс». В этом же году Общество начало издавать в Александрии (Вирджиния) Бюллетень, который выходит два раза в год. Некоторое время (том 16-й) он выходил под названием «Америкам Кэвер» («Американский пещерник»). Кроме того, с 1954 г. в Вашингтоне нерегулярно выходят «Окёжёнал пейперс» этого же Общества. В Нашвилле (Теннесси) с 1953 г. публикуется ежемесячник «Спелеоньюс. Нашвилл гротто». В Алтадене (Калифорния) с 1949 г. шесть раз в году выходит «Калифорнийский пещерник — Южно-калифорнийские гроты». «Сигнал Централ Индиана чептэ» — название выходящего с 1955 г. в Индианаполисе (Индиана) журнала «Ньюс энд нотес» («Новости и заметки»). «Колорадо гротто» публикуется ежемесячно в Денвере (Колорадо).

На Кубе в Гаване издается «Ревиста» Научного спелеологического общества Кубы.

В г. Мехико в 1956 г. издана библиография спелеологических работ по Мексике.

В Венесуэле, где спелеологические исследования имеют довольно большое развитие, данные о карсте и пещерах публикуются в Бюллетене Общества естественных наук, издаваемом в Каракасе. Некоторое представление о времени появления первых специальных печатных органов по карстоведению и спелеологии, о их количестве по странам дает табл. 1.

Эта таблица, не претендующая на полноту и, возможно, нуждающаяся в некоторых исправлениях, показывает, что специальные издания по карсту и пещерам существуют с 1895 г. К 1940 г. они были в восьми странах, а в послевоенные годы возникли еще в 15-ти. Всего сейчас издается до ста журналов и серий сборников.

Не все они имеют одинаковую ценность. Наряду с серьёзными теоретическими органами среди указанных много изданий обществ любителей спелеологии и спелеоклубов. Они объединяют лиц с различной подготовкой. Но и такие публикации полезны, так как в них приводится ценный фактический материал.

Выше по странам мы назвали специальные журналы и серии сборников, трудов по карсту и спелеологии. Список этот не

Таблица 1

## Специальные издания по карстоведению и спелеологии

| Страна         | Год выхода первого печатного органа | Количество издаваемых |                   |       |
|----------------|-------------------------------------|-----------------------|-------------------|-------|
|                |                                     | журналов              | сборников, трудов | всего |
| Франция        | 1895                                | 3                     | 20                | 23    |
| Австрия        | 1908 <sup>1</sup>                   | 2                     | 4                 | 6     |
| Венгрия        | 1913                                | —                     | 2                 | 2     |
| Англия         | 1922                                | —                     | 15                | 15    |
| Германия       | 1924 <sup>2</sup>                   | —                     | —                 | —     |
| Румыния        | 1926                                | —                     | 1                 | 1     |
| Италия         | 1927                                | 1                     | 6                 | 7     |
| СССР           | 1940                                | —                     | 2                 | 2     |
| США            | 1945                                | 3                     | 7                 | 10    |
| Чехословакия   | 1948                                | —                     | 4                 | 4     |
| Греция         | 1950                                | —                     | 1                 | 1     |
| Испания        | 1950                                | 1                     | —                 | 1     |
| Австралия      | 1950                                | 1                     | 5                 | 6     |
| Швейцария      | 1951                                | 1                     | 1                 | 2     |
| Бельгия        | 1952                                | —                     | 6                 | 6     |
| Новая Зеландия | 1952                                | 1                     | —                 | 1     |
| Югославия      | 1953                                | —                     | 3                 | 3     |
| Южная Африка   | 1954                                | —                     | 1                 | 1     |
| Ливан          | 1955                                | —                     | 1                 | 1     |
| Польша         | 1956                                | —                     | 1                 | 1     |
| Марокко        | 1956                                | —                     | 1                 | 1     |
| Куба           | 1957                                | —                     | 1                 | 1     |
| Швеция         | 1960                                | —                     | 1                 | 1     |
|                |                                     | 13                    | 83                | 96    |

исчерпывающий, так как в нем отсутствуют некоторые издания. Однако и приведенное показывает, что карстоведение и спелеология развиваются во многих странах мира. Если же учесть, что данные о карсте и пещерах публикуются также в геологических, географических, археологических, гидрологических и других журналах и книгах, то общий объем печатной продукции по вопросам карстоведения огромен.

## БИБЛИОГРАФИЯ ПО КАРСТОВЕДЕНИЮ И СПЕЛЕОЛОГИИ

Известный австрийский спелеолог Хуберт Триммель с многочисленными сотрудниками начал публиковать «Международную библиографию по спелеологии» (Карстоведение и пещероведение). По годам учтено следующее количество работ (стр. 26).

Если учесть, что данные по СССР на русском, украинском и других языках советских республик отсутствуют, а по многим странам

<sup>1</sup>Ранее в 1882—1887 гг. выходили Сообщения секции пещероведения австрийского туристского клуба.

<sup>2</sup>В 1940 году издание Mitteilungen über Höhlen und Karstforschung прекращено.

| Библиография за год | Год издания | Количество учтенных работ |
|---------------------|-------------|---------------------------|
| 1950                | 1954        | 924                       |
| 1951                | 1956        | 1072                      |
| 1952                | 1958        | 1183                      |
| 1953                | 1958        | 1245                      |
| 1954                | 1959        | 1429                      |

народной демократии неполны, то ежегодная публикация по карстоведению и спелеологии, которая с каждым годом все растет, превышает тысячу работ. Этот большой объем печатной продукции еще раз подтверждает самостоятельность карстоведения как научной дисциплины.

Ранее, в 1897 году Э. А. Мартель опубликовал библиографию по спелеологии за 1895—1897 гг., а в 1905 году за 1901—1905 гг.

В отдельных странах также ведется библиографическая работа по карсту и пещерам. В СССР сводку литературы по ледяным пещерам и пещерному льду нашей планеты опубликовал в одной из работ автор (Г. А. Максимович, 1947). В работе А. Г. Чикишева (1959) можно найти основную литературу по пещерам СССР, в кандидатской диссертации М. А. Зубашенко (1946) и докторской, диссертации А. В. Ступишина (1956) — по карсту СССР.

Ранее библиография публиковалась в Ежегоднике по геологии и минералогии России. Так, в 1914 г. в систематическом указателе литературы за 1913 г. карстовым явлениям посвящены работы № 1006—1011. В журнале «Разведка недр» также помещалась библиография. Так, в № 24 за 1936 г. имеется литература по оползням, карсту и вечной мерзлоте. Данные о карсте приводятся в библиографических ежегодниках «Геологическая литература СССР». Академия наук СССР со второго полугодия 1954 г. начала издавать реферативные журналы. Вначале выходил журнал «Геология и география», а с 1956 г. он разделен на два. По годам в них опубликовано следующее количество рефератов и аннотаций по карстоведению и спелеологии:

| Год  | Реферативный журнал  | Количество учтенных работ |
|------|----------------------|---------------------------|
| 1954 | Геология и география | 20                        |
| 1955 | —«—                  | 57                        |
| 1956 | География            | 199                       |
| 1957 | —«—                  | 163                       |
| 1958 | —«—                  | 168                       |
| 1959 | —«—                  | 180 <sup>1</sup>          |
| 1960 | —«—                  | 153                       |
| 1961 | —«—                  | 211                       |
| 1962 | —«—                  | 312                       |

В реферативном журнале «Геология» с 1956 г. по 1959 г. не было раздела «Карст и пещеры», так как динамическая геология или геоморфология не выделялась. Рефераты и аннотации работ о карсте и пещерах можно было найти в отделах: «Гидрогеология»,

<sup>1</sup> Просмотрены не все номера.



«Инженерная геология». Работы о пещерах встречаются в разделе «Четвертичный (антропогенный) период» в связи с нахождением в них фауны и флоры или палеоантропологическими и археологическими исследованиями. В разделе «Минералогия» встречаются данные о минералах пещер.

В 1960 г. в реферативном журнале «Геология» появился отдел «Динамическая геология» с разделом «Карст и пещеры». В этом году было опубликовано 238 аннотаций и рефератов, многие из которых дублировали публикуемое в реферативном журнале «География». В 1961 г. в этом разделе было освещено 236 работ.

В общем, в реферативных журналах освещается большая часть советских работ по карсту и пещерам и до 10—15 % зарубежных работ.

В монографии К. Ковальского (1951, 1953, 1954) о пещерах Польши указана литература о карсте и пещерах этой страны. В Венгрии О. Кадик составил библиографию по гидрогеологии карста (1822—1953). Миланская группа спелеологов Италии составила библиографию по спелеологии из 300 печатных работ. Подобная работа ведется и в других странах.

Публикуются и каталоги специальных библиотек по карсту и спелеологии. В 1958 г. в журнале «Сталактит» (№ 2) помещена такая публикация Центральной библиотеки Швейцарского спелеологического общества, в сборниках «Словацкий карст» (в. 2, 1959; в. 3, 1961) — каталог библиотеки Музея словацкого карста.

## МЕЖДУНАРОДНЫЕ СПЕЛЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОНГРЕССЫ

Вопросы карста и спелеологии рассматриваются на международных спелеологических конгрессах.

Первый конгресс проходил 7—12 сентября 1953 г. в Париже. Он собрал более двухсот участников из 29 стран. Наиболее многочисленными были делегации Франции и Италии. По 5—10 человек было от Швейцарии, Англии, Триеста, Испании, Австрии, Восточной и Западной Германии, Греции; пять и менее делегатов представляли Бельгию, Данию, Алжир, Объединенную Арабскую республику, Израиль, Марокко, Саар, Венгрию, Японию, Новую Зеландию, Голландию, Португалию, Швецию, Венесуэлу, США, Чехословакию, Югославию, Ливию.

На конгрессе работало семь секций: 1) гидрогеологии, морфологии карста, 2) физико-химии, метеорологии и кристаллографии, 3) биологии, 4) человеческого обитания (археологии), 5) документации, 6) подземной фотографии и кинематографии, 7) материалов и техники исследования.

В статуте международных спелеологических конгрессов в качестве официальных приняты языки: французский, английский, немецкий,

испанский, итальянский и русский. Члены конгресса делятся на три категории:

1. Члены-участники, имеющие право принимать участие во всех мероприятиях конгресса, делать доклады и получать все издания.

2. Включенные члены, принимающие не активное участие в конгрессе, но имеющие право представлять в письменном виде доклады и получать все издания.

3. Лица, сопровождающие членов-участников конгресса, которые имеют право принимать участие во всех мероприятиях конгресса, но без права представлять доклады и получать издания.

На первом конгрессе члены-участники — делегаты спелеологических организаций, университетов, музеев и научных учреждений — были от Австрии, Алжира, Бельгии, Великобритании, Венесуэлы, Греции, Испании, Италии, Ливана, Марокко, Новой Зеландии, США, Триеста, Франции, Швеции, Югославии.

После конгресса состоялась экскурсия на карстовый массив Косс, в Монпелье и Пиренеи. Труды конгресса изданы в четырех томах (Г. А. Максимович, 1961 б).

Второй международный спелеологический конгресс проходил 1—8 октября 1958 г. в Италии (Бари—Салерно).

Третий конгресс был 18—21 сентября 1961 г. в Австрии (Вена, Обертраум, Зальцбург). В нем приняло участие более двухсот делегатов из 28 стран. Во время конгресса состоялось около 150 докладов и выступлений в прениях. В журнале «Ди Хёле» опубликованы тезисы 157 докладов из 21 страны. Из них хозяевам — австрийцам принадлежит 26. Доклады также представили: СССР — 19, Польша — 21, Румыния — 10, Венгрия — 8, Чехословакия — 2, ГДР — 1. Из Югославии опубликованы тезисы шести докладов. Остальные распределяются следующим образом: Франция—12, ФРГ — 10, Италия — 7, Англия — 7, Швейцария — 7, Бельгия — 5, Испания — 4, Греция — 3, Швеция — 2, Марокко — 2, США — 2, Конго — 2 и Япония — 1.

### НЕКОТОРЫЕ РЕГИОНАЛЬНЫЕ КАРСТОВЫЕ И СПЕЛЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОНФЕРЕНЦИИ, КОНГРЕССЫ, СЪЕЗДЫ, СОВЕЩАНИЯ

В СССР первая карстовая конференция происходила в декабре 1933 г. в г. Кизеле Пермской области. В «Материалах карстовой конференции» было опубликовано 14 докладов по вопросам, связанным с разработкой Кизеловского месторождения каменных углей под закарстованными известняками.

В январе 1947 г. Пермский университет и его Естественнонаучный институт созвали конференцию по карсту, которая стала всесоюзной. Было заслушано 48 докладов. К конференции было подготовлено еще 20 докладов по спелеологии, тезисы которых опубликованы.

## Карстовые и спелеологические совещания

Вторая конференция вошла в литературу под названием Пермской. Во время конференции была совершена экскурсия в Кунгурскую ледяную пещеру.

Третье Всесоюзное совещание по карсту проходило в г. Москве в начале 1956 г. Было заслушано уже более ста докладов, тезисы которых опубликованы. В 1961 и 1962 гг. издано три тома трудов.

Спелеологическая комиссия при Президиуме Академии наук Грузинской ССР проводит научные сессии. Первая сессия была в апреле 1960 г. Из семи докладов четыре были посвящены карсту, карстовым пещерам и пещерной фауне Грузии, три остальных — искусственным пещерам. Вторая сессия проходила в марте 1962 г. В программе ее содержалось девять докладов, посвященных карсту, пещерам и их археологии.

Самаркандский университет в апреле 1962 г. провел первую республиканскую конференцию по карсту Узбекистана. В программе ее было десять докладов по карсту и пещерам республики. Как и в Грузии, был доклад об искусственных пещерах — древних выработках:

Институт минеральных ресурсов Академии наук УССР организовал в апреле 1960 г. в г. Симферополе совещание по геофизическим методам исследования карста в районах Горного Крыма. В работе приняло участие около 80 представителей разных городов страны. Впервые отечественные геофизики обменялись опытом исследований по Горному Крыму и в других карстовых районах. Было заслушано 12 докладов, в том числе доклад Б. Н. Иванова «О необходимости геофизических исследований некоторых объектов в Горном Крыму». Совещание выработало рекомендации, как лучше вести изучение глубинной пустотности в массивах и блоках карстующихся пород с определением ориентировки глубинных полостей, прослеживание отдельных подземных карстовых водотоков и водоемов, изучение разных типов разгрузки карстовых вод южного берега Крыма (И. А. Брашнина, 1961).

В феврале-марте 1961 г. состоялось первое Всекитайское совещание по вопросам изучения карста. Оно обобщило опыт и достижения карстоведения за 11 лет после образования КНР.

Состоялись в 1955 г. седьмой, а в 1956 г. — восьмой национальные спелеологические конгрессы в Италии. В работе седьмого конгресса приняло участие 150 итальянских спелеологов и, кроме того, ученые из Швеции, Австрии, Франции, Швейцарии и Югославии. Во время конгресса была совершена большая экскурсия на северную часть острова Сардиния и посещены карстовые пещеры.

Во Франции во многих районах проводятся конгрессы. В Бордо 8 марта 1953 г. происходил первый региональный спелеологический конгресс юго-запада Франции. В нем приняло участие несколько спелеологических организаций: спелеологическое и археологическое общество Бордо, спелеоклуб Бержерак (Дордонь), группа спелеологов

Шаранты, спелеоклуб Периго (Дордонь), спелеоклуб Керси (Ло), спелеоклуб Рокекурб (Тарн). Члены конгресса совершили экскурсию к гроту «Гран Антуан» в Фронтенак (Жиронда) с подземной рекой. Второй конгресс спелеологов юго-запада происходил в Бордо 14—15 мая 1955 г. и третий — 24 июня 1956 г. На этих конгрессах обычно заслушивается до десяти докладов. Регулярно происходят конгрессы спелеологических обществ востока Франции. 24—26 мая 1956 г. происходил XIII конгресс в г. Дижоне.

Первый Баскско-Наварский спелеологический конгресс состоялся в Арансасу в 1956 г. в Испании.

Первый спелеологический конгресс Югославии проходил 21—24 декабря 1954 г. в Постойне.

В Австралии первая конференция Спелеологической федерации была проведена в Аделаиде в декабре 1956 г., а вторая — в декабре 1958 г. в г. Хобарт (Тасмания). После второй конференции ее участники несколько недель исследовали пещеры Тасмании.

Конгрессы, совещания, конференции и съезды карстоведов и спелеологов, проходящие и в других странах, способствуют развитию карстоведения.

## ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

**УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И МОРФОЛОГИЯ  
КАРСТА**

## ГЛАВА ПЕРВАЯ

**ОСНОВНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КАРСТА**

Карст представляет собой сложный многообразный процесс, развивающийся при наличии соответствующих условий под влиянием многих изменяющихся во времени и в пространстве внутренних и внешних факторов. В настоящей главе рассматриваются только основные условия образования карста.

Карстовые явления могут существовать и развиваться лишь при следующих основных условиях: наличии карстующихся горных пород, их способности пропускать воду, наличии движущейся воды, способной растворять. Это основные условия (Д. С. Соколов, 1951, 1959), без которых невозможно карстообразование. При отсутствии одного из них карстообразования не будет.

Карст — не только растворение. Карст — это процесс химического (растворение) и отчасти механического (разрушение струей) воздействия вод на растворимые проницаемые горные породы, что экспериментально показано Ф. Ф. Лаптевым (1939). В карстовых шахтах горных областей воды, насыщенные гидрокарбонатным ионом и кальцием за счет контакта со стенками в верхних участках, в нижней части уже не способны растворять. Однако падение воды с огромной высоты, производит большую механическую работу, и шахта будет расширяться и углубляться даже тогда, когда растворение отсутствует. Подобная картина наблюдается также в наклонных и горизонтальных карстовых пещерах с их подземными каррами.

Основные условия, при которых неизбежно появляется и развивается карст, весьма разнообразны, так же как и их сочетания. Рассмотрим каждое из них отдельно.

**КАРСТУЮЩИЕСЯ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ И ОБСТАНОВКИ ИХ  
ОБРАЗОВАНИЯ**

Карстующиеся горные породы литологически сравнительно разнообразны. Среди них имеются: карбонатные породы: известняки, доломитизированные известняки, доломиты, писчий мел,

мраморизованные известняки и доломиты, мраморы; сульфатные породы — гипсы, ангидриты и переходные разности; соли: карналлит, сильвин, сильвинит и другие.

Карстообразование протекает по-разному, в зависимости от мощности карстующихся пород, площадей, которые они занимают, от углов наклона этих отложений, химического состава и, в частности, степени чистоты пород. Эти особенности в значительной степени зависят от тектонической обстановки образования карстующихся пород.

Можно выделить следующие основные обстановки образования, распространения и условий залегания карстующихся горных пород: I — геосинклинальная, II — переходная — краевых прогибов, III — платформенная. В особые группы выделяются современные отложения: IV — континентальные, V — морские (Г. А. Максимович, 1956, 19626).

### **I. Геосинклинальная обстановка**

В складчатых зонах она характеризуется различной дислоцированностью, мощностью и химическим составом карстующихся отложений.

#### *Карбонатные отложения*

**1-й тип.** Известняки (и доломиты) в результате длительного непрерывного накопления образуют мощные толщи на значительных площадях. Они большей частью характеризуются, за исключением отдельных слоев, сравнительной однородностью химического состава и мощностью в сотни метров (до 2—3 км). К этому типу относятся массивные известняки нижней перми, верхнего и нижнего карбона западного склона Урала, некоторые мощные толщи карбона Средней Азии и юры Крыма и Кавказа, а также верхнеэоценовые известняки Крыма.

**2-й тип.** Известняки (и доломиты) в условиях длительного накопления при значительных колебательных движениях земной коры образуют толщу меньшей мощности на значительных площадях. В зависимости от условий осадконакопления толщи характеризуются большей или меньшей мощностью и разнообразием состава и свойств. Сюда можно отнести карбонатные толщи докембрия, древнего палеозоя, девона и перми Урала, Средней Азии, мощные карбонатные толщи триаса и верхней юры на Северном Кавказе, третичные известняковые толщи Кавказа и другие.

**3-й тип.** Кольский. Мраморизованные известняки и доломиты, представляющие толщи незначительной мощности, развиты на ограниченных площадях. Образовались в результате спорадического накопления карбонатных осадков среди других толщ и последующего

складкообразования и метаморфизации. Примером могут явиться известняки и доломиты докембрия на Кольском полуострове и в Финляндии, некоторые силурийские и девонские известняки восточного склона Урала.

**4-й тип.** Известняки рифовых массивов различной мощности, развитые на ограниченных площадях. Отличаются неправильной формой, невыдержанностью пород по простиранию и часто отсутствием слоистости. Обычно эти известняки массивны и плотны и нередко характеризуются биоморфной структурой (являются археоциатовыми, водорослевыми или содержат скелетные остатки других организмов). Встречаются здесь и химически чистые разности известняков. К этому типу относятся кембрийские известняки Тувы.

#### *Гипсы и ангидриты*

**1-й тип.** Пласты и пластообразные залежи мощностью до 100 м, реже — до 200 м, иногда разделенные пропластками некарстующихся пород, залегающие со значительными углами падения. Примером могут служить титонские гипсы Кавказа, а вне СССР — триасовые гипсы Альп и Апеннин.

#### *Каменная и другие соли*

**1-й тип.** Галит в виде пластов, залежей небольшой мощности. Имеется в третичных отложениях на Кавказе.

### **II. Переходная обстановка краевых прогибов (с пологим, а местами относительно крутым залеганием пород)**

#### *Карбонатные отложения*

**5-й тип.** Известняки и доломиты среди мощных слоистых некарбонатных толщ, образовавшиеся в условиях не особенно длительного осадконакопления. Толщи карбонатных отложений характеризуются не очень значительной мощностью и разнообразием состава и свойств. Сюда можно отнести пермские карбонатные отложения Предуральского краевого прогиба в западной части Уфимско-Соликамской депрессии.

**6-й тип.** Карбонатные рифовые массивы различной мощности, развитые на ограниченных площадях. Примером могут служить пермские рифы Уфимско-Соликамской и Вельской депрессий Предуральского краевого прогиба.

*Гипсы и ангидриты.*

**2-й тип.** Пласты и пластообразные залежи мощностью в 10—20 м и до 100 м с пологими углами падения, залегающие как на значительных, так и на небольших площадях. Такие гипсы и ангидриты пермского возраста имеются в Уфимско-Соликамской депрессии Предуральяского краевого прогиба.

**3-й тип.** Гипсовые шляпы соляных куполов краевых прогибов, развитые на небольших площадях. Они известны, например, в Предтаймырском краевом прогибе.

*Каменная и другие соли*

**2-й тип.** Пласты и пластообразные залежи солей, развитые как на значительных, так и на небольших площадях. Многочисленные примеры имеются для пермских солей Предуральяского краевого прогиба.

**3-й тип.** Соляные куполы краевых прогибов с крутыми углами падения. Имеются в Предуральском (южная часть), Предтаймырском и Предпамирском краевых прогибах.

**III. Платформенная обстановка (с толщами осадочного плаща, образующими пологие структуры с почти горизонтальным залеганием)**

*Карбонатные отложения*

**7-й тип.** Известняки и доломиты в виде мощных толщ, развитых на значительных площадях. Они образовались в мало изменяющихся условиях седиментации, но несут следы колебательных движений земной коры в виде перерывов в осадконакоплении с сутурами, стилолитами и древними поверхностями карстования. Карбонатные отложения этих толщ отличаются мощностями, измеряемыми сотнями метров, и сравнительно малой изменчивостью химического состава. Примером могут явиться пермские и каменноугольные известняки востока Русской платформы в Прикамье и Башкирии, карбонатная верхнепротерозойская свита Трансвааль мощностью до 1 км в Южной Африке и многие другие.

**8-й тип.** Известняки и доломиты, образующие толщи сравнительно малой мощности вследствие чередования их с обломочными породами; отдельные слои различны по мощности и составу. Примером карбонатных отложений этого типа служат силурийские известняки Эстонии и Ленинградской области, девонские Главного девонского поля в Воронежской области, известняки карбона Московской



синеклизы, третичные известняки Причерноморской впадины, Тарханкутского, Ставропольского поднятий и многие другие.

**9-й тип.** Известняки и доломиты рифовых массивов платформ. Характеристика их в общем сходна с отложениями 6-го типа. В качестве примера можно указать на нижнепермские рифы Уфимского вала и другие, приуроченные к восточной окраине Русской платформы в Прикамье, на верхнетретичные среднесарматские рифы юго-запада Русской платформы в Приднестровье.

**10-й тип.** Писчий мел, образующий пласты мощностью до 100 м, развитый на сравнительно больших площадях. Он известен на Воронежской и Белорусской антеклизях, на западном склоне Украинского щита и в других районах.

### *Гипсы и ангидриты*

**4-й тип.** Пласты и пластообразные залежи осадочного плаща платформ. Примером являются третичные гипсы Подольско-Литовской, девонские Балтийской, пермские Московской и Глазовской синеклиз и многие другие. В Глазовской синеклизе кунгурские гипсы развиты по западному крылу Уфимского вала.

**5-й тип.** Гипсовые шляпы соляных куполов синеклиз и других отрицательных структур платформ. Они известны для соляных куполов Прикаспийской, Украинской и других синеклиз.

Каменная и другие соли

**4-й тип.** Пласты и пластообразные залежи в покровных отложениях платформ, главным образом в синеклизах и других отрицательных структурах. Примером могут служить залежи соли Прикаспийской, Московской и других синеклиз.

**5-й тип.** Соляные куполы покрова платформ, развитые главным образом в синеклизах. Известны в Прикаспийской, Украинской, Ви-люйской синеклизах, Убанурской и других впадинах.

## **IV. Современные поверхностные образования континентов**

В эту группу выделяются современные поверхностные карстующиеся породы, образовавшиеся в четвертичный период и не всегда прошедшие полностью стадию диагенеза. Как правило, они имеют небольшую площадь распространения и весьма малую мощность.

### *Карбонатные отложения*

**11-й тип.** Известковые туфы холодных источников. Они образуют довольно рыхлые пористые известняки. Площадь их невелика, доставляет максимум десятки квадратных метров, а обычно — единичные квадратные метры. Развиты эти туфы довольно широко. Имеются и в Пермской области.

**12-й тип.** Карбонатные травертины термальных источников. Они распространены значительно меньше. Обычно развиты на несколько

большей площади, чем карбонатные отложения 11-го типа. В качестве примера можно привести травертины района Кавказских минеральных вод, которые местами закарстованы.

**13-й тип.** Современные континентальные карбонатные образования — береговые известняки Австралии. Развиты на южном берегу Австралии и отчасти на юго-западе материка. Образование их не вполне выяснено. Предполагают, что это дюны из зерен известняка, сцементированные известью, выпавшей из холодных источников, вытекавших из известняков. По другим воззрениям, в образовании их принимали участие и карбонаты, выпавшие из брызг морской воды в зоне прибоя. В этих известняках широко развиты карры, а в Суонленде — и значительные пещеры.

### *Гипсы*

**6-й тип.** Отложения гипсовых озер засушливой зоны. Известны, главным образом, вне пределов СССР.

### *Каменная соль*

**6-й тип.** Отложения соляных озер засушливой зоны. По А. И. Дзенс-Литовскому (1957), закарстованные отложения соляных озер имеются в Прикаспийской низменности (Баскунчак, Индер, Эльтон и другие), в пустынях Средней Азии — Кара-Кумах, Кызыл-Кумах (Кара-Ходжа, Молла-Кора, Туз-Кыр и другие), в Соляноозерной степи Алтайского края, в Кулундипской степи и других районах.

### *Природная сода*

**1-й тип.** Отложения содовых озер засушливой зоны. А. И. Дзенс-Литовский (1957) указывает в качестве примера па донные отложения содового озера Танатар III.

## **V. Современная морская обстановка**

**14-й тип.** Карбонатные образования современных морей и океанов в виде коралловых рифов, которые делятся на барьерные, окаймляющие, корковые и площадные, а также острова или атоллы. Примером коралловых островов могут служить острова Науру и Ошен Каролинского архипелага, Макатеа, Рю-Кю в Тихом океане, острова Карибского моря. Они характеризуются широким развитием карстовых явлений.

Сведем данные об основных генетических типах карстующихся отложений в табл. 2. Необходимо подчеркнуть, что приведенными типами все разнообразие карстующихся пород не исчерпывается. Нами указаны только основные породы.

Таблица 2

## Основные типы карстующихся отложений

| Особенности отложений                                       | Обстановки образования отложений                                        |                                                                                         |                                                                                 |                       |                                                                                                 | Современные поверхностные континентальные отложения |
|-------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------|-----------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------|
|                                                             | (Преимущественно морская и частично лагунная)                           |                                                                                         |                                                                                 |                       |                                                                                                 |                                                     |
|                                                             | древние отложения                                                       |                                                                                         |                                                                                 | Современные морские   |                                                                                                 |                                                     |
|                                                             | геосинклинальных складчатых зон                                         | краевых прогибов                                                                        | покрова платформ                                                                |                       |                                                                                                 |                                                     |
| Мощные толщи, развитые на значительных площадях             | Карбонатные, 1-й тип                                                    | —                                                                                       | Карбонатные, 7-й тип                                                            | —                     | —                                                                                               |                                                     |
| Толщи меньшей мощности, развитые на значительных площадях   | Карбонатные, 2-й тип                                                    | Карбонатные, 5-й тип                                                                    | Карбонатные, 8-й тип                                                            | —                     | —                                                                                               |                                                     |
| Толщи небольшой мощности, развитые на ограниченных площадях | Карбонатные, 3-й тип. Гипсы, ангидриты, 1-й тип. Каменная соль, 1-й тип | Гипсы, ангидриты, 2-й тип<br>Каменная соль, 2-й тип                                     | Карбонатные, 10-й тип. Гипсы, ангидриты, 4-й тип. Каменная соль, 4-й тип        | —                     | —                                                                                               |                                                     |
| Локальные образования различной мощности                    | Карбонатные, 4-й тип (риффы)                                            | Карбонатные, 6-й тип (риффы). Гипсы, ангидриты, 2, 3-й типы. Каменная соль, 2, 3-й типы | Карбонатные, 9-й тип (риффы). Гипсы, ангидриты, 5-й тип. Каменная соль, 5-й тип | Карбонатные, 14-й тип | Карбонатные, 11, 12, 13-й типы. Гипсы, 6-й тип. Каменная соль, 6-й тип. Природная сода, 1-й тип |                                                     |

## ВОДОПРОНИЦАЕМОСТЬ КАРСТУЮЩИХСЯ ПОРОД

Вторым обязательным условием, без которого развитие карстового процесса невозможно, является водопроницаемость. Проницаемость карстующихся пород может быть обусловлена: 1) трещинова-тостью, 2) пористостью и кавернностью, 3) трещиноватостью, сочетающейся с пористостью.

### *Трещиноватость*

Водонепроницаемые горные породы карстуются только с поверхности. В голом карсте здесь образуются карры, ложбины, блюдцеобразные мелкие углубления. Однако большая часть горных пород, попав в зону выветривания, становится трещиноватой.

По этим трещинам в карстующийся массив проникают воды и атмосферный воздух, которые взаимодействуют с растворимыми породами, вызывая ряд химических и минералогических процессов. Карст — это один из процессов гипергенеза (А. Е. Ферсман, 1955), вызывающий в поверхностных частях земной коры химические и минералогические процессы в результате сочетания факторов атмо-, гидро- и литосферы. В частности, это гидрогенез — геохимические и минералогические превращения, вызываемые проникновением гидросферы в литосферу по трещинам с образованием карста и пещер (А. Е. Ферсман, 1955).

Каковы же эти трещины?

Трещины возникают на всех этапах жизни карстующейся осадочной толщи, начиная с превращения осадка в породу при процессах диагенеза, при складкообразовании, и кончая многочисленными процессами зоны выветривания. Трещины карстующихся осадочных метаморфических горных пород по происхождению могут быть подразделены следующим образом:

|                                |                                                                 |
|--------------------------------|-----------------------------------------------------------------|
| А. Литогенетические трещины    | Первичные трещины пород                                         |
| Б. Тектонические трещины       | Трещины с разрывом сплошности пород                             |
|                                | Трещины кливажа                                                 |
| В. Трещины в зоне выветривания | Расширенные выветриванием трещины групп А и Б, а также группы В |
|                                | Трещины выветривания                                            |
|                                | Трещины отслаивания                                             |
|                                | Трещины карстовых провалов                                      |
|                                | Трещины, возникшие в результате гидратации ангидрита            |
|                                | Антропогенные трещины                                           |

Характеристика этих трещин дается в основном по А. Е. Михайлову (1956).

**Первичные трещины пород.** Первичные трещины в осадочных породах, или диагенетические возникают преимущественно при диагенезе, т. е. в стадии превращения осадка в горную породу. При этом наиболее важными физическими изменениями являются потеря воды и уплотнение отложений путем уменьшения их влажности и пористости. Эти процессы, по Н. М. Страхову (1953), совершаются в течение длительного времени и распространяются на глубину 150—200 м. На большей глубине осадки полностью переходят в плотные осадочные породы, которые в дальнейшем крайне медленно отдают воду и уплотняются.

Распространение диагенетических трещин наиболее четко выражено в областях с горизонтальным или слабонарушенным залеганием пород. Там, где породы смяты в складки и испытали интенсивные тектонические движения, первичные трещины в осадочных породах бывают часто замаскированы более поздней тектонической трещиноватостью. Поэтому первичные трещины наиболее полно изучены в пределах платформ.

По А. С. Новиковой (1951), первичные трещины не пересекают сколько-нибудь мощных толщ тех или иных пород, а тесно связаны с отдельными пластами или небольшими пачками пластов. Обычно трещины резко заканчиваются на границах отдельных пластов, образующих слоистость. По отношению к слоистости трещины располагаются перпендикулярно, косо, параллельно, нередко имеют изогнутые поверхности, а также неправильную сложную форму.

Положение трещин зависит от литологического состава пород. Как указывает А. С. Новикова, «трещины, перпендикулярные к слоистости, наиболее характерны для известняков и доломитов и разбивают эти породы на параллелепипедные отдельности».

В плане направления трещин в каждом отдельно взятом пласте часто отличаются от направления их в выше- или нижележащих пластах. А. С. Новикова отмечает, что в различных участках одного и того же пласта присутствуют трещины разных простираний.

Ряд исследователей указывает на приуроченность относительно правильных отдельностей к породам однородного состава.

Первичные трещины бывают открытые и закрытые. Степень заполнения открытых трещин зависит от многих причин и в первую очередь от циркуляции водных растворов. Часто имеются незаполненные трещины. Поверхность стенок трещин в известняках и доломитах бугристая. Следы скольжений и перемещений вдоль первичных трещин в виде царапин и борозд, как правило, отсутствуют.

Частота трещин находится в зависимости от мощности и состава пород.

В гипсах, ангидритах и каменной соли первичные трещины плохо изучены. По-видимому, они здесь менее развиты.

При залегании на некоторой глубине от земной поверхности эти породы не карстуются и даже являются водоупором. Это установлено для Предуральяского краевого прогиба в пределах Пермской области. Когда же движения земной коры выводят гипсы, ангидриты и соль на дневную поверхность, то трещины выветривания и расширенные выветриванием первичные и тектонические трещины становятся путями движения вод и появляется очень интенсивно развивающийся карст соли и гипса.

**Тектонические трещины.** Они образуются под влиянием тектонических сил, проявляющихся в земной коре в процессе ее развития. Возникающие при этом в горных породах деформации почти всегда сопровождаются трещинами, образующимися как на сравнительно небольших площадях, так и на огромных пространствах. Тектонические трещины обладают выдержанностью как по простиранию, так и по падению и развиваются по одному плану в породах различного состава. Они делятся на трещины с разрывом сплошности пород и кливаж.

*Трещины с разрывом сплошности пород* возникают при появлении в них нормальных и касательных напряжений, превышающих пределы прочности пород. При нормальных напряжениях перпендикулярно главной оси растяжения происходит отрыв пород и образуются трещины отрыва, в направлении максимальных касательных напряжений развиваются трещины скалывания.

Трещины отрыва обычно приоткрыты, обладают неровной поверхностью и лишены каких-либо следов перемещений. Они быстро выклиниваются по простиранию и падению, но часто рядом или в стороне можно найти новую трещину, продолжающуюся по тому же направлению. Следует подчеркнуть неравномерность в частоте трещин отрыва. Они могут быть очень сильно сгущены на отдельных участках и в то же время быть редкими вдали от зоны их концентрации. Часто можно наблюдать, как в полосе сгущения трещин отрыва они как бы цепляются друг за друга, образуя таким путем поверхности отрыва большой протяженности.

Региональные трещины отрыва, развиваясь на обширных территориях, возникают там, где дифференцированные по направлению и скорости вертикальные колебательные движения вызывают растяжение в горных породах. В сильно метаморфизованных и кристаллических породах, обладающих ничтожной пластичностью и высокой хрупкостью, перемещения в вертикальном направлении происходят по возникающим в них разрывам. В неизмененных осадочных породах и породах, подвергшихся слабому метаморфизму, залегающих горизонтально или с незначительным наклоном, вертикальные движения могут вызывать образование широких пологих изгибов и моноклиналей. Возникающие при этом неизбежные растяжения рассредоточиваются в образующихся многочисленных трещинах отрыва. Наблюдение показывает, что эти трещины обычно

образуют систему из двух рядов крутонаклонных трещин, пересекающихся в плане и разрезе под прямым или близким к  $90^\circ$  углом. Оба ряда трещин располагаются перпендикулярно к поверхности напластования. Один из рядов развивается согласно с простиранием пород, в общем плане параллельно оси поднятия или оси опускания. Второй ряд совпадает с направлением падения пород. Образование трещин второго ряда, ориентированного по линии падения, вызывается поперечными изгибами, осложняющими крылья изгибов и моноклиналей. Поперечные изгибы вызывают также отклонения в простирании пород, что в свою очередь влечет за собой соответствующие отклонения в ориентировке рядов трещин, остающихся параллельными линиям простирания и падения.

Местные трещины отрыва возникают на участках, испытывающих растягивающие напряжения при формировании складок и разрывов, сопровождающихся перемещениями пород. Морфологически эти трещины не отличаются от региональных трещин, но они не имеют такого широкого распространения и очень тесно зависят от строения отдельных элементов складок и разрывов.

Расположение трещин на сводах куполовидных поднятий зависит от их формы. На куполах изометричной формы развиваются радиальные и концентрические трещины отрыва, либо одни из них. Если поднятие имеет овальную форму, наибольшее распространение получают трещины, располагающиеся перпендикулярно к стратоизогипсам, а также поперечные и продольные по отношению к длинной оси поднятия.

Трещины скалывания возникают в результате касательных напряжений, вызывающих скалывание или срез. Они ориентированы в направлении максимальных напряжений.

Трещины скалывания в горных породах обычно плотно сжаты и имеют ровную, относительно гладкую поверхность. Они сохраняют свою ориентировку по простиранию и падению, обладают большой протяженностью и сравнительно постоянной частотой. Нередко их поверхности носят следы перемещения в виде царапин, бороздок и зеркал скольжения.

Трещины скалывания широко распространены на участках, нарушенных взбросами и сдвигами. Образование взбросов и сдвигов происходит в условиях сжатия земной коры или при перемещениях одного участка земной коры относительно другого под действием пары сил. Однако раньше, чем напряжения, вызываемые сжатием или сдвигом, сконцентрируются на одной поверхности разрыва и вызовут перемещение вдоль нее, в горных породах произойдет образование трещин скалывания. Эти трещины составляют обычно два ряда, образующие с осью сжатия угол несколько меньше  $45^\circ$ .

*Трещины кливажа.* Кливаж — это способность горных пород делиться по параллельным или почти параллельным поверхностям

на тонкие пластинки. Данное свойство пород в механическом смысле выражается в образовании поверхности скольжения или срезывания, по которым частицы в процессе пластической деформации смещаются по отношению друг к другу. Кливаж не нарушает сплошности пород, что отличает его от вышеописанных тектонических трещин.

**Трещины в зоне выветривания.** Они многообразны. Выветривание расширяет первичные, тектонические и другие трещины, развитые в верхней зоне земной коры.

При выветривании породы теряют свою монолитность. В них появляется сеть трещин, вызывающая распадение крупных блоков на отдельные обломки.

Распадение пород при выветривании происходит главным образом за счет раскрытия и расширения ранее существовавших в них трещин и образования новых — трещин выветривания.

Основными причинами, вызывающими образование трещин выветривания и расширение ранее существовавших трещин, являются: разрывное действие замерзающей воды; изменение температуры в течение суток (инсоляция); разрывное действие солей и минералов, выкристаллизовывающихся в порах породы; разрывное действие корней растений; биохимические реакции и химические процессы, связанные с разложением неустойчивых минералов в зоне выветривания и образованием устойчивых минералов.

Частота и характер трещин выветривания зависят от состава, текстуры и структуры пород, от строения и ориентировки поверхности обнажения.

В общем, трещины выветривания сравнительно с трещинами других типов отличаются изменчивостью ориентировки, частым ветвлением и извилистостью. Однако, как указывает Н. В. Коломенский (1952), кажущаяся бессистемность расположения трещин выветривания в действительности определяется составом, текстурой и структурой пород, а также действующими агентами выветривания, их интенсивностью и условиями воздействия на горные породы.

Степень разрушения пород и частота трещин, вызванных процессами выветривания, с удалением от дневной поверхности быстро уменьшаются. Е. Н. Пермяков (1949) указывает, что трещины выветривания обычно распространены на глубину от 2—3 до 10—15 м от поверхности. В редких случаях, например в карбонатных породах Самарской луки, глубина их проникновения увеличивается до 30—50 метров.

Большое влияние на формирование трещин выветривания оказывает ориентировка обнажения относительно дневной поверхности и стран света. В скалистых обнажениях Кавказа замечено, что в обнажениях, обращенных к югу, сеть трещин выветривания значительно гуще, чем в обнажениях, экспонированных на север.



Объясняется это относительно большим различием между расширением и сжатием пород, вызванных суточными колебаниями температуры на южных склонах. При прочих равных условиях в вертикальных обнажениях всегда породы оказываются менее выветрелыми, чем в наклонных или горизонтальных выходах.

При формировании трещин выветривания значительную роль играет время, в течение которого порода подвергалась выветриванию.

Трещины выветривания бывают как зияющие, так и заполненные продуктами выветривания пород. Очень часто на поверхности стенок присутствуют корочки гидроокислов железа. Иногда заполнителем является гипс или глина.

**Трещины отслаивания** являются следствием разгрузки внутреннего напряжения пород, вызываемой эрозией и другими факторами денудации. Трещины отслаивания развиваются параллельно обнаженной поверхности. Они довольно часты и хорошо выражены вблизи нее, становясь более редкими и менее ясными с глубиной. В осадочных породах на ориентировку трещин отслаивания значительное значение оказывает расположение слоистости. Если обнаженная поверхность совпадает со слоистостью или расположена под постоянным углом к ней, то трещины отслаивания будут располагаться параллельно слоистости. При пересечении обнаженной поверхностью слоистости под значительным углом трещины отслаивания возникают параллельно обнаженной поверхности, но частота их и степень раскрытия будут зависеть от состава пород каждого из пластов.

**Трещины бортового отпора** (отседания, откоса). Под этим термином в ряде работ описаны трещины, развитые в бортах долин, рек, оврагов, врезанных в различные скальные или полускальные породы. Трещины бортового отпора бывают наклонены под углом  $30\text{--}50^\circ$  в сторону долины и в глубину распространяются до уровня реки; простираение их совпадает с современными либо древними долинами. Наиболее полно этот тип трещин описан А. Г. Лыкошиным (1953). По А. Г. Лыкошину, трещины бортового отпора обычно бывают открытыми, часто зияющими и криволинейными, напоминающими трещины, которые ограничивают оползни рыхлых пород. Захватывая наибольшую часть массива пород у земной поверхности, они постепенно приближаются к основанию склона или выходят на его поверхность.

Величина раскрытия трещин зависит от упругих свойств пород и, кроме того, от высоты и крутизны склонов долины. Наибольшего раскрытия трещины достигают в верху склона. При прочих равных условиях у более крутых склонов трещины бортового отпора более открыты.

Общая конфигурация поверхности трещин бортового отпора обычно параболическая, но часто эта правильность нарушается анизотропностью

пород относительно сопротивления разрыву, присутствием слоистости и ранее сформировавшимися трещинами. Поэтому они нередко бывают ступенчатыми, состоящими из вертикальных, наклонных и горизонтальных отрезков, следующих по вертикальным трещинам тектонического или диагенетического происхождения.

Ширина захвата бортов долины трещинами отпора зависит от глубины эрозионного вреза и от характера пород. При большей глубине долины ширина зоны развития трещин соответственно больше. Крепкие и менее выветренные породы сокращают ширину зоны.

Состав пород и направление слоистости также влияют на развитие трещин отпора. По данным А. Г. Лыкошина, в карбонатных породах они лучше выражены, чем в осадочных породах другого состава, например в песчаниках и гипсах. Слоистость, наклоненная в сторону, обратную наклону склона долины, наиболее благоприятна для развития трещин отпора.

Часто по трещинам бортового отпора происходит перемещение пород («отседание»), которое может достигать большого размера и развиваться в оползень или обвал. Смещению препятствует ступенчатое строение поверхности трещин.

Происхождение трещин бортового отпора А. С. Храмушев (1941) и Е. Н. Пермяков (1951) связывают с нарушением эрозией равновесия в распределении силы тяжести пород, слагающих склоны, путем уничтожения бокового сопротивления.

По мнению А. И. Силина-Бекчурина и А. Г. Лыкошина, основную роль при образовании трещин отпора (не исключая и действие силы тяжести) играет разгрузка внутреннего напряжения пород, вызываемая эрозией. При этом происходит проявление скрытых в породах потенциальных растягивающих усилий, обусловленных тектоническими напряжениями и вызывающих отрыв пород в сторону свободного сечения.

Трещины бортового отпора благоприятны для развития карста. Изучение их имеет особо важное значение при проведении изысканий для гидротехнического строительства.

**Трещины карстовых провалов.** Трещины провалов образуются над карстовыми подземными полостями и пещерами. Они хорошо видны в голом карсте и не всегда при перекрытии карстующихся пород некарстующимися. В районе г. Кунгура, в Кунгурско-Иренском карстовом районе, по И. М. Переслегину, в начальной стадии наблюдается система трещин, образующих замкнутый полигон. Число сторон в этом многоугольнике не менее шести, часто восемь; бывает и до двадцати четырех. Чем больше число сторон, тем больше форма полигона приближается к кругу. Эти системы трещин образуются на горизонтальных или наклонных поверхностях с крутизной склона не более 45—50°.

Длина сторон таких полигонов различна, но обычно не больше 1—1,5 м. Чаще она меньше одного метра. Ширина трещин — от нескольких миллиметров до 3—5 см, редко больше. Глубина — от нескольких миллиметров до сантиметра.

Трещины эти видны как на обнаженных, так и на задернованных участках. Иногда образуется несколько таких полигонов, вписанных один в другой. В начальной стадии полигоны очерчены очень слабо и малозаметны. В дальнейшем они выделяются и по ним происходит смещение. Амплитуда его для трещин обычно достигает 1—2 см, редко — более. Затем начинается катастрофическая стадия — происходит окончательный отрыв участка, очерченного ломаной линией полигона, и провал с образованием воронки с нависающими или отвесными стенками.

**Трещины в результате гидратации ангидрита** образуются в перекрывающих их породах. Если это карбонатные породы, то в результате проникновения воды карстуются как известняки и доломиты, так и нижележащие гипсы.

**Антропогенные трещины** приобретают все большее значение. Это — трещины от оседания кровли над подземными выработками, от взрывов и другие. Все они представляют пути для движения поступающих с поверхности вод.

А. М. Безгин (1935), изучавший провалы в Донбассе, указывает, что трещины, ограничивающие провалы, имеют обычно на поверхности земли в «наносах» открытый зияющий характер. Ширина их достигает 20—30 и даже 50 см. «Уходя почти по вертикали на глубину, — пишет А. М. Безгин, — они постепенно суживаются. В коренных породах уже на значительной глубине они перестают быть трещинами. Тут они представляют полосу нарушения сплошности пород. На породах остается след работы обрушений, который имеет вид, грубо говоря, плоскости перемятых пород».

Возникающие при провалах трещины бывают лишены каких-либо признаков минерализации и имеют свежий вид. По простиранию и падению они бывают невыдержанными, часто ветвятся и изгибаются, повторяя в общих чертах контуры провала. Образование трещин провалов связывается с нарушением равновесия и оседанием масс горных пород под действием силы тяжести.

В зоне выветривания существует и другой, противоположный процесс — заполнение и залечивание трещин. Поступающие с поверхности воды вносят в трещины глинистые и другие частицы, которые могут заполнить расселины и превратить их в водонепроницаемые. В известняках, а при известных условиях — и в гипсах, развит процесс самозалечивания. Поступающие с поверхности воды насыщаются карбонатом или сульфатом кальция, которые выпадают из раствора. В известняках в трещинах образуется кальцит, а в гипсах — гипс, часто в виде селенита. При бурении в карстовых районах Пермской области в трещинах и полостях были обнаружены

карстовые «мергели» и глинистые гипсы. Образовались они в результате цементации кальцитом и гипсом вымытого глинистого материала. Заполнение трещин и пустот приостанавливает карстовый процесс.

Вываемый материал обычно накапливается на некоторой глубине. Поэтому в верхней части карстующихся массивов (голый карст) обычно наблюдаются зияющие или открытые трещины. С глубиной ширина трещин уменьшается, а заполнение и залечивание ещё более сокращает их поперечное сечение. Следствием уменьшения поперечного сечения является замедление карстовых процессов. К этому вопросу мы еще вернемся в данной главе при характеристике зоны поддолинной (подрусловой) циркуляции.

### *Пористость и кавернозность*

Поры и каверны карстующихся горных пород также могут быть путями движения карстовых вод. Как показал Н. В. Родионов (1947, 1958), изучавший в фильтрационном приборе доломиты с пористостью 7, 12 и 29,58%, они разрушались с образованием искусственной доломитовой муки, очень сходной с природной. Таким образом, пористые доломиты карстуются весьма своеобразно. В результате растворения они разрушаются до доломитовой муки. Подобным же путем, по-видимому, формируется и доломитовый песок. Типичных карстовых форм не возникает. Этим, вероятно, и объясняется, что на данный своеобразный тип карста не обращали должного внимания, пока с ним не столкнулись при гидротехническом строительстве. Доломитовая же мука и песок, эти своеобразные продукты закарстовывания пористых пород, как показали исследования последних 20—30 лет, развиты довольно широко.

При наличии редкой кавернозности пород карстовые явления будут выражаться в расширении полостей без разрушения породы. Вопрос этот, однако, еще не разработан.

### *Трещиноватость и пористость*

Трещиноватость, сочетающаяся с пористостью, также возможна в карстующихся горных породах. Однако в литературе этот вопрос не освещен. При этом карст, вероятно, будет развиваться прежде всего по трещинам. Поры же будут, в основном, только резервуаром, из которого подземные воды поступают в трещины.

Писчий мел, где есть и пористость, составляющая от 30—32 до 52—54 %, а чаще 40—45 %, обладает ничтожной водопроницаемостью по порам —  $10^{-5}$ — $10^{-6}$  см/сек. Его фильтрационная способность

не имеет практического значения, и при отсутствии трещин мел представляет водоупор.

При появлении трещин мел становится водопроницаемым, водоносным и карстуетя. Однако карст своеобразен — механическое разрушение поверхности трещин в 4—6 раз интенсивнее, чем растворение. Иногда это приводит к заиливанию трещин.

Таким образом, несмотря на наличие значительной пористости, карст мела появляется и развивается только при наличии трещин.

## ДВИЖЕНИЕ ВОД В КАРСТОВЫХ МАССИВАХ

Наличие движущейся воды является третьим обязательным условием появления и развития карста. В результате движения карстовых вод возникает водообмен. Интенсивность его характеризуется коэффициентом водообмена, представляющим отношение годового расхода всех карстовых источников и вод, разгружающихся

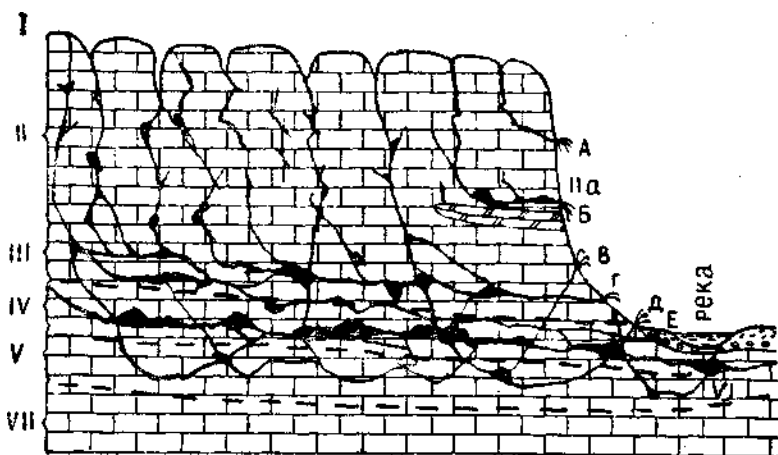


Рис. 1. Схема гидродинамических зон карстового массива, прорезанного рекой (Г. А. Максимович, 1958).

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

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

непосредственно в реки, озера или моря, а также другие водонесные горизонты, к общему объему подземных вод карстующегося массива или его частей.

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

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

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

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

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

В пределах этой зоны возможно наличие подзоны подвешенных карстовых вод ||а — на участках развития местных водоупоров в виде менее карстующихся или некарстующихся пород. Часто это прослойки кремнистых известняков. Этим обусловлено наличие источников, вытекающих на склонах значительно выше уровня воды транзитных рек или дна карстовых котловин и полей. Они наблюдаются в Абхазии, на Балканах, в Киренаике и во многих других, карстовых областях. Вместо эффектных водопадов Кавказа, Динариды и Триполитании, когда воды подвешенного горизонта низвергаются в долины из канала, находящегося на высоте

десятков метров, при менее расчлененном рельефе встречаются карстовые водотоки, текущие на разных уровнях. Так, например, в среднем течении в долине р. Ирени, левого притока Сылвы (бассейн Камы), карстовые воды дренируются карстовыми полостями в гипсах. Местами же на правобережье карстовые водотоки (р. Тураевка и другие) текут на более высоком уровне по десятиметровой туюйской пачке известняков.

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

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

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

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

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

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

**V. Зона сифонной циркуляции** с каналами в виде перевернутого сифона характеризуется напорными водами, которые движутся от водораздельных пространств в подрасовые каналы магистральных рек. В условиях русского и средневропейского типов карста

воды несут из понор, карстовых воронок и каналов обломочный материал, который заполняет подрусловые пустоты, а из трещин путем растворения пород в их стенках образуются новые карстовые полости. В горных районах при отсутствии магистральных речных долин воды каналов зоны сифонной циркуляции разгружаются на окраине карстующегося массива в виде наземных, а на морских берегах — частично и подводных источников.

При наличии магистральных речных артерий зоны вертикальной нисходящей циркуляции, переходная, горизонтальной и сифонной циркуляции составляют поперечный сток 3. А. Макеева (1947) В продольном профиле магистральной речной артерии подрусловые пустоты образуют **VI зону — поддолинной или подрусловой циркуляции** (рис. 1, VI). Она составляет одну из важных особенностей циркуляции подземных вод в карстовых районах.

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

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

В результате разбуривания речных долин при проектирования плотин и железнодорожных мостов, а также для водоснабжения, было установлено, что многие реки в областях гипсового и известнякового, карста обладают подрусловыми пустотами (рис. 2), часто с карстовым потоком (табл. 3).





Рис. 2. Подрусловые пустоты р. Чусовой.

1 — скважины; 2 — глина и суглинок; 3 — галечник и песок; 4 — разрушенные коренные породы; 5 — гипс; 6 — карстовая полость незаполненная или заполненная водой; 7 — карстовая полость, заполненная обломочным материалом; 8 — трещины; 9 — прослой мергеля в гипсе; 10 — чередование гипса с карстовыми полостями; 11 — доломи; 12 — ангидрит.

### Подрусловые (и поддолинные) пустоты некоторых рек в карстовых районах

(по Г. А. Максимовичу, 1957 а, б)

| Река и створ<br>Возраст пород                  | Глубина<br>пустот, м                                                      | Вертикал<br>ьные<br>размеры<br>пустот, м | Заполненные<br>или<br>незаполненн<br>ые пустоты                    | Наличи<br>е подру<br>слового<br>потока | Источник                               |
|------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------|----------------------------------------|----------------------------------------|
| Известняковый карст                            |                                                                           |                                          |                                                                    |                                        |                                        |
| Уфа, г. Белорецк<br>(силурийские<br>отложения) | 20—25 м<br>ниже<br>поверхности<br>террас или<br>0—40 м<br>ниже<br>аллювия | 1—2 м и<br>более                         | частично<br>заполнены<br>глиной,<br>щебнем,<br>песком и<br>галькой | имеется                                | Д. С. Соколов,<br>1948, стр. 17—<br>21 |
| Уфа, с Павлово<br>(артинские<br>отложения)     | 44—40 м<br>ниже уреза<br>реки                                             | до 2                                     | частично<br>заполнены<br>песком и<br>галечником                    | нет<br>данных                          | К. И. Маков                            |
|                                                |                                                                           | 0,3                                      | не заполнена<br>(провал<br>инструмента<br>)                        | «                                      |                                        |
|                                                | 27—32                                                                     | 1                                        | заполнена<br>суглинком                                             | «                                      |                                        |

| Река и створ<br>Возраст пород                                       | Глубина<br>пустот, м                                                    | Вертикал<br>ные<br>размеры<br>пустот, м | Заполненные<br>или<br>незаполненн<br>ые пустоты | Наличи<br>е подру<br>слового<br>потока | Источник                                  |
|---------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------|-------------------------------------------------|----------------------------------------|-------------------------------------------|
| Клязьма ниже<br>г. Коврова<br>(верхнекаменноуго<br>льные отложения) | ниже<br>аллювия 26<br>случаев 7—<br>20, 10 сл.<br>20—30, 4 сл.<br>30—38 | Нет<br>данных                           | незаполненн<br>ые и<br>заполненные              | «                                      | А. Ф. Якушова,<br>1949, стр. 101 —<br>102 |
| Ай, у г. Златоуста<br>(девонские<br>отложения)                      | 9,1—9,22<br>13,7—13,8<br>25,8—25,9                                      | 1—0,15                                  | незаполненн<br>ые                               | имеется                                | Ф. Ш. Булатов                             |
| Малый Кизел (С <sub>1</sub> )                                       | до 70                                                                   | Нет<br>данных                           | незаполненн<br>ые                               | имеется                                | К. И. Маков                               |
| Губашка                                                             | 20                                                                      | «                                       | «                                               | «                                      | А. А. Васильев и<br>П. С. Шеин, 1932      |
| Кипучая Криница<br>(Донбасс)                                        | более 50                                                                | «                                       | «                                               | «                                      | Н. Д.<br>Краснопевцев,<br>1934            |
| Келасури<br>(Абхазия)                                               | 68 м под<br>рекой                                                       | пещера                                  | «                                               | «                                      | Л. И.<br>Маруашвили,<br>1959              |
| Теннесси и другие<br>(США)                                          | ниже речного<br>дна, средн.<br>3—25<br>макс. 5—68                       | Среднее<br>0,0—3,44<br>макс.<br>0,24—20 | незаполненн<br>ые и<br>заполненные              | Имеютс<br>я и<br>отсутст<br>вуют       | А. Ф. Якушова,<br>1949, стр. 103          |
| Кастильон дела<br>Плана Испания<br>(мел)                            | не известны                                                             | Нет<br>данных                           | «                                               | «                                      | М. Люжон, 1936,<br>стр. 14                |
| Монте Хаке,<br>Андалузия (юра)                                      | «                                                                       | «                                       | «                                               | «                                      | там же,<br>стр. 15                        |
| Камараза, Испания<br>(ср. юра)                                      | «                                                                       | «                                       | «                                               | «                                      | «                                         |
| Эра, Франция<br>(юра)                                               | не известны                                                             | нет<br>данных                           | незаполненн<br>ые и<br>заполненные              | имеютс<br>я и<br>отсутст<br>вуют       | «                                         |
| Домодоссоло,<br>мрамор                                              | «                                                                       | «                                       | «                                               | «                                      | «                                         |
| Гипсовый карст кунгурских отложений                                 |                                                                         |                                         |                                                 |                                        |                                           |
| Уфа, район г. Уфы                                                   | ниже уреза<br>воды 41—42<br>45—50<br>42—43                              | 1,73<br><br>3,86<br>0,4                 | незаполненн<br>ые<br>«<br>«                     | нет<br>данных<br>«<br>«                | К. И. Маков                               |

| Река и створ<br>Возраст пород   | Глубина<br>пустот, м                         | Вертикал<br>ьные<br>размеры<br>пустот, м | Заполненные<br>или<br>незаполненн<br>ые пустоты | Наличи<br>е подру<br>слового<br>потока | Источник                                       |
|---------------------------------|----------------------------------------------|------------------------------------------|-------------------------------------------------|----------------------------------------|------------------------------------------------|
| с. Богородское                  | ниже базиса<br>эрозии в<br>данном<br>сечении | нет<br>данных                            | незаполненн<br>ые                               | имеется                                | З. А. Макеев,<br>1947                          |
| Белая,<br>с. Охлебинино         | свыше 30                                     | «                                        | «                                               | пустот<br>ы<br>водонос                 | К. И. Маков                                    |
| Чусовая, район<br>устья         | ниже уреза<br>воды 13—32                     | 7,65<br>площадь<br>50 м <sup>2</sup>     |                                                 | имеется                                | Г. А.<br>Максимович                            |
|                                 |                                              | 5,<br>площадь<br>65 м <sup>2</sup>       | заполненные                                     | нет                                    | «                                              |
|                                 | 23—38                                        | Площадь<br>84 м <sup>2</sup>             | незаполненн<br>ые                               | имеется                                | «                                              |
|                                 | «                                            | площадь<br>100 м <sup>2</sup>            | заполненные                                     | нет                                    | «                                              |
| Сылва у<br>Кунгурской<br>пещеры | 17—24                                        |                                          | незаполненн<br>ые                               | имеется                                | И. М.<br>Переслегин, А.<br>А. Смирнов,<br>1958 |
| Сылва                           | ниже уреза<br>воды 13—14,<br>кровля гипса    | 0,7                                      | незаполненн<br>ые                               | напорна<br>я вода                      | Г. А.<br>Максимович                            |
|                                 | 16—16,6 и<br>20,5—21,5                       | 0,6 и 1                                  | заполненные                                     | нет                                    |                                                |
|                                 | 23,2—24,4                                    | 1,4—1,9                                  | незаполненн<br>ые                               | поглоще<br>ние воды                    |                                                |
|                                 | 19,3-25,4                                    | 5,7                                      | заполненные                                     | водонас<br>ыщенн<br>ый<br>песок        |                                                |

Кроме конкретных данных, приведенных в табл. 3, в литературе имеются и более общие сведения. Так, например, Ю. П. Пармузин (1954) для Сибири указывает, что в русле и на островах р. Ангары в кембрийских доломитах имеются провалы, заполненные аллювием и обломочным материалом. Подрусловой карст известен и в кембрийских известняках Алдана.

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

Вначале подрусловые пустоты, которые были либо заполнены аллювием, либо содержали карстовые воды, относили к проявлениям древнего карста.

В дальнейшем было установлено, что наряду с древним карстом в ряде случаев имеет место подрусловый поток современного карста. Иногда древние полости используются современным карстом.

Когда это было признано, то сопоставление с исчезающими реками привело к мысли, что наличие подруслового потока в карстовых областях весьма распространено.

Наблюдение над исчезновением поверхностного течения у маловодных рек показало, что этот процесс зачастую происходит регрессивно (Сухая речка — Кунгурский район, р. Опаленная — Кизеловский район Пермской области и т. д.). Вначале поверхностное течение переходит в подземное у устья, а затем место исчезновения постепенно смещается вверх по течению.

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

Следовательно, в речной долине, в русле и под ним могут иметь место комбинации «этажей» стока (табл. 4).

Таблица 4

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

| Случаи                                     | Реки некарстовых районов        |                    |                                                                                               | Реки карстов, районов               |                                                                          |
|--------------------------------------------|---------------------------------|--------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|
|                                            | на участках без аллювия в русле | с аллювием в русле | в засушливых областях в маловодные периоды на участках, где отсутствует поверхностное течение | многоводные с подрусловыми потоками | на участках где поверхностное течение исчезло и имеется только подземное |
| Поверхностное течение в русле              | имеется                         | имеется            | отсутствует                                                                                   | имеется                             | отсутствует                                                              |
| Течение в русловом аллювии                 | отсутствует                     | «                  | имеется                                                                                       | «                                   | имеется или отсутствует                                                  |
| Подрусловое течение в карстующихся породах | «                               | отсутствует        | отсутствует                                                                                   | «                                   | имеется                                                                  |

Наличие подруслового потока, подтвержденного приведенными в табл. 3 примерами, объясняет: 1) отсутствие источников в устьевых частях суходолов, открывающихся в магистральную реку; 2) образование карстовых воронок на пойме; 3) наличие участков реки с отсутствием поверхностного течения (исчезающие реки). При этом первые два явления связаны с гидродинамическими

зонами, имеющими направление, перпендикулярное магистральной реке (поперечный сток — З. А. Макеев, 1947). Третье явление связано с гидродинамической зоной, развитой по направлению течения реки (продольный сток — З. А. Макеев, 1947, 1948).

Образование подруслового потока в зависимости от местных условий может происходить двумя путями. Первый путь — образование подруслового потока в карстующихся породах непосредственно под аллювием русла. В реках существует не только поверхностный сток, но и сток в русловом аллювии. При наличии под аллювием карстующихся пород вода проникает в трещины и расширяет их растворением. Непосредственно под аллювием появляются подстилающие карстовые пустоты разнообразной формы. Это щелеобразные пустоты или различные каналы. Карстовые воды в них могут быть как без напора, так и напорными. Продольный сток в подстилающих карстовых пустотах, как и в реке, обусловлен тем, что русло реки в устьевой части находится на более низких отметках, чем в любой точке нижнего, среднего и верхнего течения. Такого рода пустоты с потоком были обнаружены бурением на р. Сылве.

Кроме сравнительно редких подстилающих карстовых пустот, имеются и более глубокие каналы подруслового потока, находящиеся на глубине 20—35 и до 50 м под дном реки. Данные о них приведены в табл. 3. Это типичные подрусловые потоки. Механизм их образования объясняется экспериментом, описанным Рене-Андримоном (М. А. Великанов, 1948). Марганцовокислый калий давал на стекле ниже дрены мазки в виде вогнутых вверх кривых. Математическая теория образования подрусловых пустот еще не разработана. Р. Роудс и М. Н. Синакори (1941), показав подрусловое движение воды ниже дна реки, обосновали только образование горизонтальных пещер на уровне речной воды.

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

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

Второй путь разгрузки карстовых вод — в подрусловые подстилающие пустоты — может характеризоваться значительно большими скоростями, порядка 0,5—1 м/сутки. Вследствие этого трещины в карстующихся породах, по которым протекают воды в подрусловые

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

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

Геофизические исследования, проведенные на р. Чусовой, показали, что под руслом в гипсах карстовые воды движутся в трещинах и пустотах со скоростью 0,55—0,1 м/сутки. При этом первая цифра была установлена на глубине 38 м, а вторая — на

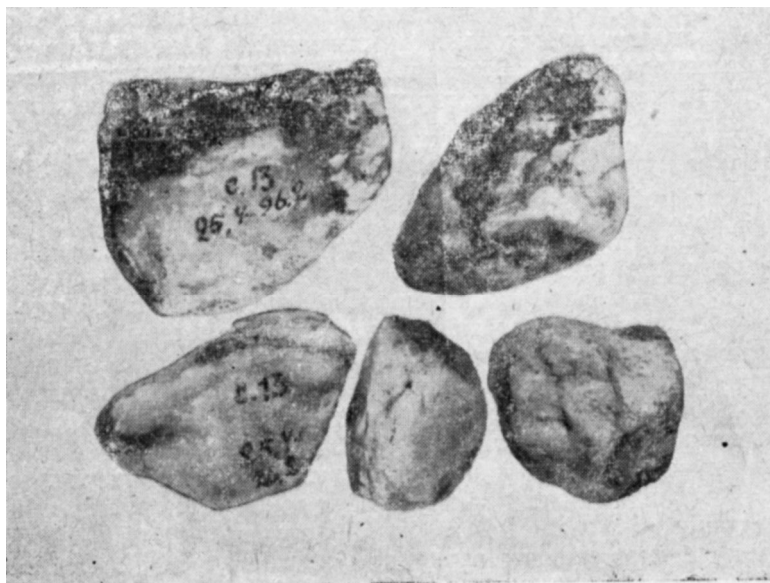


Рис. 3. Гипсовая галька из карстовых подрусовых пустот р. Чусовой на глубине 25,4—26,2 м.

глубине 26 м. Однако несомненно, что, помимо этих скоростей, установленных в летнее время, когда осадки не пополняли карстовые воды, в крупных пустотах в весеннее время возможны большие скорости течения подрусловых карстовых вод. О наличии больших скоростей в подрусловых потоках свидетельствует и хорошо окатанная гипсовая галька, обнаруженная в карстовых пустотах под р. Чусовой. Она образовалась путем окатывания обломков гипса, обрушившихся из свода и стенок этих пустот (рис. 3).

Подрусловые карстовые пустоты не только растут, но и уничтожаются заполнением их обломочным материалом. Из карстовых воронок на водоразделе и речных террасах через поноры и горизонтальные каналы в подрусловой поток поступают глинистые, алевритовые и песчаные частицы, а также гравий и галечник. На р. Чусовой в подрусловых пустотах, кроме гипсовой гальки, были найдены, гальки уральских пород, песок и гравий, которые попали указанным выше путем с водораздела. Этот кластический материал со временем заполняет действующие карстовые пустоты. Количество воды, поступающей в них, постепенно уменьшается, и рост пустот прекращается. Образуются заполненные карстовые пустоты. В гипсовом карсте вследствие пересыщения раствора начинает выпадать кристаллический гипс и селенит. Заполненные подрусловые карстовые пустоты встречены на реках Сылве, Чусовой и ряде других.

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

Подрусловый поток наблюдается не по всему протяжению рек. В местах, где за счет фациальных изменений, строения или разрывных нарушений карстующиеся породы под руслом замещаются некарстующимися, подрусловой поток выходит в реку или близ ее русла в виде восходящего источника. Этим обусловлены карстовые источники на реках Столбовке, Моховатке (левые притоки р. Усьвы в Кизеловском бассейне) и многих других. Выход в руслах при большом расходе реки и малом в подрусловом потоке может остаться незаметным. Зимой же над местом выхода более теплых подрусловых вод лед не образуется. Обычно это хорошо видно с самолета.

**VII. Зона глубинной циркуляции** (рис. 1, VII) ниже речных долин и подрусловых пустот характеризуется движением карстовых вод по структурам в направлении базисов разгрузки континентов, морей и океанов. Движение это обычно происходит весьма медленно и зависит от разности отметок области питания и области разгрузки, проницаемости и других факторов.

Данные о гидродинамических зонах карстовых областей с наличием долин магистральных транзитных рек сведены в табл. 5.

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

Збрашовская арагонитовая пещера в Чехословакии в районе Границкого карста на берегу р. Бечвы образована как холодными карстовыми, так и теплыми углекислыми водами. От главных ходов пещеры, которые близки к горизонтальным, отделяются вверх тру-бообразные ходы типа слепых понор органных труб. Снизу, достигая уровня р. Бечвы, идут косые мешковидные каналы. Трещины, наблюдающиеся в карстующемся массиве и уходящие далеко вглубь, местами пересекают ходы пещеры. По ним поднимаются теплые пары и углекислые минеральные воды, которые расширили эти трещины. В мешковидных ходах и глубоких коридорах имеются 8 газированных подземных озер, глубиной до 15 м. Уровень воды в озерах меняется в зависимости от барометрического давления. Температура воды на дне озер достигает 20—24°С при температуре воздуха 13°. Благодаря выделению из воды содержание  $\text{CO}_2$  в воздухе достигает 36 %.

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



Таблица 5

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

| Характер подземного стока                                                 | Гидродинамические зоны                                                                         | Напор       | Водный режим                                                                                                                  |
|---------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Поперечный сток от водоразделов к магистральным речным артериям или морям | I. Поверхностной циркуляции                                                                    | Отсутствует | Сток в карстовые понижения и речные долины после выпадения осадков и снеготаяния                                              |
|                                                                           | II. Вертикальный нисходящей циркуляции                                                         | «           | Нисходящее вертикальное движение. Периодическое увлажнение                                                                    |
|                                                                           | II а. Подзона висячих водотоков на местных водоупорах или менее карстующихся породах           | «           | Горизонтальное движение. Циркуляция после дождей и таяния снегов. Реже постоянная                                             |
|                                                                           | III. Переходная (колебания уровня вод с чередованием вертикальной и горизонтальной циркуляции) | «           | Периодическая смена вертикального движения при низком уровне карстовых вод на горизонтальное — при высоком                    |
|                                                                           | IV. Горизонтальной циркуляции                                                                  | «           | Постоянное горизонтальное движение                                                                                            |
|                                                                           | V. Сифонной циркуляции (изолированных водотоков)                                               | Имеется     | Постоянное движение по обособленным каналам. На водоразделе нисходящее, а в зоне дрены — восходящее                           |
| Продольный сток в подруловых пустотах под магистральными и артериями      | VI. Поддолинной или подруловой циркуляции                                                      | «           | Постоянное движение от более высоких точек к более низким по слабо наклонным пустотам                                         |
| Глубинный сток ниже речных долин и подруловых пустот                      | VII. Глубинной циркуляции                                                                      | «           | Постоянное весьма медленное движение карстовых вод по структурам в направлении базисов разгрузки континентов, морей и океанов |

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

Изучение родниковых валов или кратеров на месте источников, уже прекративших существование, показало, что из воды выпадают минералы в следующей последовательности: лимонит, вад, арагонит и силикокарбонат.

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

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

Своеобразна и мало изучена циркуляция вод в рудном карсте. Сульфидные залежи, попав в обстановку выветривания, окисляются. Просачивающиеся с поверхности дождевые и талые воды, обогащенные серной кислотой, интенсивно закарстовывают известняки, которые вмещают руды. Образуется рудный карст, который иногда характеризуется весьма большими масштабами. Так, в районе Каратау, Талласского Алатау и Карамазара наблюдаются пещеры объемом в десятки тысяч кубометров (В. М. Крейтер, 1940). Рудный карст известен и в США в штатах Миссури, Канзас и Оклахома, в районе Джоплин (В. Линдгрэн, 1934). Часто мы имеем дело со следами древнего третичного и даже палеозойского рудного карста, и речь может идти о зонах циркуляции далекого прошлого.

## РАСТВОРЯЮЩАЯ СПОСОБНОСТЬ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ И РАСТВОРИМОСТЬ<sup>1</sup>

Проблема растворимости в очень многом еще неясна. Это связано с недостаточной разработкой теории растворов. Д. С. Соколов, рассматривая вопрос о соединениях, растворением которых обусловлено развитие карста, пришел к следующим выводам.

Растворимость кристаллических веществ зависит как от их природы, так и от природы растворителя. Изменения термодинамических условий,

<sup>1</sup> Излагается по Д. С. Соколову (1959), который осветил вопрос наиболее обстоятельно.

происходящие в верхней зоне литосферы, оказывают существенное влияние на растворяющую способность водных растворов; в меньшей степени это влияние распространяется на те свойства кристаллических веществ, с которыми связана их растворимость.

Связь растворимости с некоторыми свойствами кристаллических веществ. Растворимость связана с энергией решетки кристаллов, причем эта связь имеет общий характер обратной зависимости. Величины энергии решетки интересующих нас соединений, рассчитанные по термохимическим данным (на основе уравнения, предложенного К. Б. Яцимирским, 1951), составляют ( $t = 18^\circ$ ;  $p = 1$  атм):  $\text{NaCl} - 183$ ,  $\text{CaSO}_4 - 642$ ,  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} - 650$ ,  $\text{CaCO}_3 - 700$ , доломит — 745 ккал/моль. Нарастание этих значений в целом отражает снижение растворимости указанных соединений. Однако в силу различных причин может происходить перестройка этого ряда; особенно часто такая перестройка наблюдается у соединений с близкими значениями энергии решеток.

Помимо энергии решетки, растворимость зависит и от ряда других свойств солей. Повышенной растворимостью характеризуются соли, склонные к образованию кристаллогидратов (А. С. Поваренных, 1958). Неодинаковой является скорость растворения отдельных граней кристаллов. Растворимость находится в обратной зависимости от размеров кристаллов. Наличие примесей также влияет на растворение, причем необходимо различать примеси тормозящие и, наоборот, ускоряющие процесс.

Растворимость  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{CaSO}_4$  и  $\text{NaCl}$ . Большое различие в растворимости этих соединений в чистой воде связано прежде всего с различиями величин энергии их кристаллических решеток. Соотношение растворимости гипса и ангидрита меняется в зависимости от температуры.

Общеизвестно влияние уголекислоты на растворимость карбонатных соединений. На растворимость  $\text{NaCl}$  и  $\text{CaSO}_4$  уголекислота почти не влияет.

Растворяющая способность водных растворов различна в зависимости от состава и концентрации растворенных солей. Вывод Н. М. Страхова о том, что карбонатная емкость сильно минерализованных вод зависит прежде всего от состава растворенных солей (роль же  $\text{CO}_2$  относительно снижается), находит полное подтверждение и в работах других исследователей.

Кривые, выражающие зависимость растворимости солей в солевых растворах от концентрации, в случаях растворов, содержащих одну соль, обладают следующими общими чертами: вначале, по мере повышения концентрации, растворимость быстро растет, затем достигает максимума, после чего кривые медленно снижаются. Эти черты

не распространяются на растворы солей, имеющие общий ион с твердой фазой.

Вопрос о растворяющей способности растворов сложного состава изучен недостаточно. Анализ результатов экспериментальных исследований Н. М. Страхова и А. Н. Зарубицкой (Н. М. Страхов 1950), В. Я. Еременко (1955) и других показывает, что растворимость тех или иных солей в сложных водных растворах зависит от совокупного влияния на растворяющую способность раствора всех содержащихся в нем ионов. Это влияние может быть различным не только по степени, но и по знаку. Снижение растворяющей способности раствора, обусловленное наличием в нем ионов, одноименных с твердой фазой, очень часто в условиях сложных растворов подавляется противоположным воздействием других ионов.

Связь между растворяющей способностью и структурой водных растворов. Современные представления о структуре жидкостей и водных растворов основываются на исследованиях Я. И. Френкеля, Дж. Бернала и Р. Фаулера, В. И. Данилова, А. Ф. Капустинского и других. Большой вклад в разработку вопроса о структуре воды и водных растворов внесен работами О. Я. Самойлова (1957). Основные положения, установленные этими исследованиями, Д. С. Соколов сводит к следующему.

В жидкостях существует ближняя упорядоченность во взаимном расположении частиц. Однако частицы в жидкости не закреплены за определенными положениями равновесия, а постоянно скачкообразно перемещаются из одного положения равновесия в другое и, следовательно, координационное число у жидкостей имеет статистический характер.

В жидкостях существует два типа теплового движения: а) колебания атомов около временных положений равновесия и б) трансляционное движение, т. е. скачкообразное перемещение атомов из одного положения равновесия в другое; число этих скачков огромно.

О. Я. Самойловым показано, что подход к явлению гидратации интересующих нас ионов с позиции прочно связанных гидратных оболочек и гидратационных чисел не соответствует природе этого явления. Последнее представляет воздействие ионов на тепловое и, прежде всего, на трансляционное движение ближайших к ионам молекул воды раствора. При этом одни ионы ослабляют трансляционное движение молекул воды, а другие, наоборот, его усиливают (отрицательная гидратация).

Из одноатомных ионов ослабляют трансляционное движение  $Mg^{2+}$ ,  $Li^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Na^{+}$ ,  $Sr^{2+}$ , и  $Ba^{2+}$ , а усиливают это движение  $K^{+}$ ,  $Cl^{-}$ ,  $Bg^{-}$  и  $J^{-}$ . Среди комплексных анионов к первой группе относятся  $HCO_3^{-}$  и  $CO_3^{2-}$ , а ко второй, судя по данным Д. Еленкова и Л. Генова (1954),  $NO_3^{-}$  и  $SO_4^{2-}$ . В силу

подчеркнутых О. Я. Самойловым особых свойств иона можно предполагать, что избыточные протоны усиливают трансляционное движение молекул воды.

В концентрированных растворах (при невысоких температурах) возникают участки со структурой твердой фазы. Это явление сопровождается ослаблением трансляционного движения частиц раствора, так как для твердой фазы характерно почти полное отсутствие такого вида движения.

В своих работах О. Я. Самойлов не рассматривает вопроса о растворяющей способности водных растворов. Однако следующие сопоставления показывают, что эта способность существенным образом зависит от трансляционного движения частиц раствора.

1. С повышением температуры растворяющая способность воды, по отношению к большинству солей, растет; это способствует усилению трансляционного движения молекул воды с ростом температуры.

2. Растворы  $\text{HCl}$ ,  $\text{H}_2\text{SO}_4$  и  $\text{HNO}_3$  содержат только ионы, усиливающие трансляционное движение молекул воды. Соответственно по мере повышения концентрации растворов этих кислот растет и их растворяющая способность. Иная картина имеет место в растворах угольной кислоты, где избыточные протоны и анионы оказывают противоположное по знаку воздействие на трансляционное движение молекул воды. Этим может быть объяснено влияние уголекислоты на растворяющую способность вод по отношению к этим солям, растворение которых в водах, содержащих уголекислоту, не сопровождается образованием новых комплексных ионов.

3. В растворах большинства солей серной, азотной и соляной кислот присутствуют как ионы, ослабляющие трансляционное движение молекул (главным образом катионы), так и, наоборот, усиливающие это движение (главным образом анионы). Однако в силу больших значений координационных чисел у анионов трансляционное движение молекул воды в растворах этих солей в целом усиливается. Соответственно и растворяющая способность этих растворов оказывается выше, по сравнению с чистой водой.

4. Ослабление трансляционного движения частиц в концентрированных растворах объясняет наличие максимумов на кривых, выражающих зависимость растворимости от концентрации отдельных солей растворов.

Таким образом, трансляционное движение частиц в растворах, к количественной оценке которого вплотную подошла современная теория водных растворов, представляет один из существенных факторов, определяющих их растворяющую способность. В условиях растворов солей, содержащих ионы, одноименные с твердой фазой, а также в случаях, когда растворение сопровождается образованием новых комплексных ионов (растворение карбонатов в водах, содержащих уголекислоту), действие этого фактора обычно перекрывается другими явлениями.

Карбонатная емкость природных гидрокарбонатных вод. Распространенное представление о том, что содержание агрессивной углекислоты выражает карбонатную емкость природных вод, справедливо лишь для закрытых равновесных систем. В открытых системах, которые преобладают в природе, воды не изолированы от окружающей среды. Во время растворения в воду могут поступать дополнительные количества  $\text{CO}_2$  или, наоборот, какая-то часть  $\text{CO}_2$  может быть потеряна раствором в воздух посредством диффузии.

На основе экспериментальных данных Э. Б. Штернина и Е. В. Фролова (1949—1957) и другие показали, что:

растворение карбонатов в условиях закрытой или открытой по отношению к  $\text{CO}_2$  системам различно;

карбонатная емкость природных гидрокарбонатных вод тесно связана с диффузией  $\text{CO}_2$ ;

значение диффузионного фактора особенно велико при  $p\text{CO}_2$ , 0,0003—0,01 атм, т. е. при невысоком содержании свободной  $\text{CO}_2$  в растворах. В этих условиях не менее 75 % (при  $t = 17^\circ$ ) карбонатной емкости открытых систем падает на долю углекислоты, диффундирующей из окружающей среды. По мере роста  $p\text{CO}_2$ , относительная роль этого фактора снижается.

Соотношение растворимости, доломита и кальцита. Представления по этому вопросу противоречивы: одними исследователями подчеркивается большая растворимость кальцита, другие (Н. М. Страхов) придерживаются противоположного мнения. Это обусловлено тем, что соотношение растворимости доломита и кальцита меняется в зависимости от гидрохимических и термодинамических условий. Это положение доказывается рядом данных.

1. Результаты экспериментальных исследований О. К. Янатьевой (1947—1960) показывают, что перестройка соотношения растворимости доломита и кальцита может происходить под влиянием различных факторов (содержание в растворе  $\text{CaSO}_4$ ,  $p\text{CO}_2$ , температура).

2. Метасоматическое замещение кальцита доломитом и, наоборот, доломита кальцитом, широко развитое при процессах диагенеза и эпигенеза, указывает на существование изменчивых соотношений этих минералов.

3. Близость величин энергии решеток доломита и кальцита косвенно указывает на возможность перестройки соотношений растворимости этих минералов. Н. С. Шатский показал, что наблюдаемые в природе весьма сложные взаимоотношения известняков и доломитов объясняются этой изменчивостью соотношения растворимости кальцита и доломита.

## ГЛАВА ВТОРАЯ

### КЛАССИФИКАЦИИ КАРСТА

В карстоведении еще нет единой общепризнанной классификации карста. Классифицировать карст предлагается по различным признакам (Г. А. Максимович, 1947, 1948). Эти признаки, количество которых все увеличивается, можно разделить на несколько групп. I. Внешние признаки. Сюда относятся: обнаженность карстующихся толщ и характер перекрывающих их пород, рельеф, условия, в которых происходит карстообразование. К последним относятся климат, тип корродирующих (и эродирующих) вод, их состав и другие.

II. Внутренние признаки. Они зависят от особенностей самих карстующихся пород — их литологии, химического состава, трещиноватости и пористости, а также условий залегания (геологической структуры) и мощности.

III. Время и активность карста.

IV. Морфометрия.

V. Комплекс признаков.

#### I. КЛАССИФИКАЦИИ ПО ВНЕШНИМ ПРИЗНАКАМ

##### **Обнаженность карстующихся толщ и характер перекрывающих их пород**

При изучении карстовых районов географы и некоторые другие исследователи прежде всего обратили, внимание на степень обнаженности или скрытости карстующихся пород. Последняя имеет большое значение, т. к. определяет внешний облик и характер хозяйственного использования закарстованных территорий.

Каменные пустыни яйл Крыма, Динарского карста и некоторых участков Кавказа с их скудной растительностью могут служить только как пастбища. В тех же районах, где карстующиеся породы залегают под мощным покровом некарстующихся, растут леса, зеленеют луга и пашни. Это области, вполне пригодные для сельского хозяйства.

Только карстовые воронки, редкие провалы да бо́льшая глубина подземных вод напоминают, что это карстовый район. Однако относительное безводие многих равнинных территорий теперь легко ликвидируется бурением глубоких скважин для водоснабжения.

Вначале в литературе были освещены районы, где карстующиеся породы выходят прямо на дневную поверхность. Это типичный голый, или обнаженный, карст, названный впоследствии средиземноморским (рис. 4, I).

Средиземноморский тип карста характерен для субтропических условий Средиземноморья. Обычно обнаженность карстующихся пород здесь связывают с климатическими условиями и, в частности, с ливневым характером осадков. Однако голые каменные пустыни Горного Крыма, некоторых участков Кавказа, Динарид и других горных стран Средиземноморья, это районы, где истребление леса идет уже два-три тысячелетия. Вместе с нерегулируемым выпасом скота оно привело к уничтожению корневых систем деревьев и трав и создало предпосылку для смывания почвенного покрова, коры выщелачивания и обнажения карстующихся пород. Среди каменистых пустынь средиземноморского типа карста имеются и плодородные участки, приуроченные к заполненным красноземом карстовым воронкам и котловинам, а также днищам полей. Эти цветущие оазисы еще больше подчеркивают бесплодие участков голого карста.

Необходимо оговориться, что надо различать средиземноморский тип карста, развитый главным образом в условиях субтропического климата, где преобладают обнаженные карстующиеся породы, от участков голого карста, которые могут образоваться в любой климатической зоне в местах, где покровные образования уничтожены. Их можно наблюдать, например, в лесной зоне по берегам рек, в долинах оврагов и балок и т. д. Это уже участки голого карста, а не средиземноморского типа.

Случай, когда карстующиеся породы скрыты под элювием, был отнесен Л. Савицким (1909) к типу покрытого, или среднеевропейского, карста. До тщательного изучения карста районов, которые послужили для выделения этого типа, мы пока оставляем его в нашей классификации.

Н. А. Гвоздецкий (1948), на основании наблюдений на Б. Кавказе, выделил задернованный карст. Карстующиеся горные породы, чаще всего карбонатные, скрыты здесь под почвенно-дерновым или элювиально-почвенно-дерновым покровом (рис. 4, II). По Н. А. Гвоздецкому, такие задернованные карстовые районы отличаются наличием воронок и других форм, возникающих путем расширения трещин, но не имеют типичных карровых полей. Автор назвал этот тип карста кавказским (Г. А. Максимович, 1960, 1961).



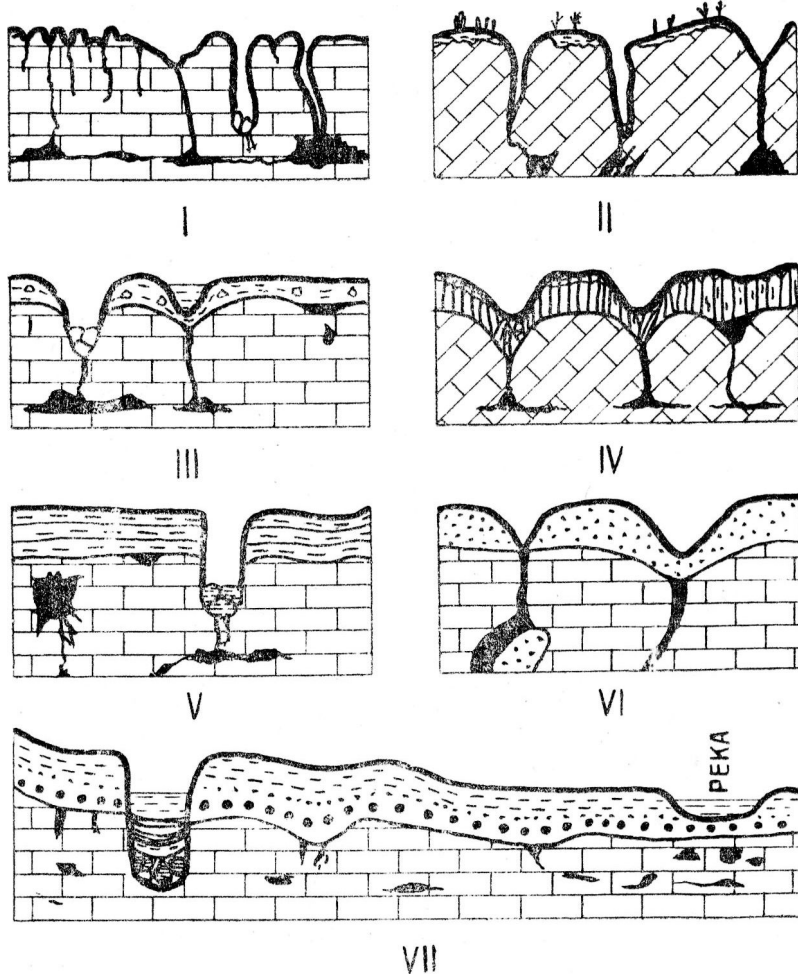


Рис. 4. Типы карста по обнаженности и характеру перекрывающих пород (рис. К. А. Горбуновой).

I — Средиземноморский, или голый. II — Кавказский, или задернованный. III — Среднеевропейский, или подэлювиальный. IV — Среднеатласский, или подвулканический. Русский, или закрытый: V — под водонепроницаемыми породами, VI — под водопроницаемыми породами. VII — Камский, или подаллювиальный.

Надо отметить, что в разных районах карст под дерновым покровом развивается по-разному. Кроме климатических условий, здесь играют роль толщина почвенно-дернового покрова и характер растительности. Когда этот покров тонок, то корни растений достигают карстующегося субстрата. В результате воздействия органических кислот образуется неровная, изъеденная поверхность, представляющая одну из разновидностей карр.

Вопрос этот был освещен П. Якучем (1956), изучившим образование карр в районах Аггтелека, гор Бюкк, Йошкафё (Венгрия). По его данным, корни высших растений, а также почвенные микроорганизмы являются важным фактором образования карр. Органические кислоты корродируют известняки. П. Якуч приводит фотографии карровых полей, возникших под влиянием биохимической коррозии под дерновым покровом и обнажившихся после истребления лесов (Йошкафё). В районе Аггтелека в Северо-Венгерской карстовой области карры такого же происхождения оголены в результате выпаса скота. Особенно интересны дырчатые карры гор Бюкк. Начало их образования П. Якуч связывает с действием растений. Форма и обилие карр зависят от сложения и твердости известняков.

Следовательно, в условиях задернованного карста карровые поля имеются, но развиваются скрыто под дерном. Они обнажаются при уничтожении почвенно-дернового покрова. Карры, которые автору удалось наблюдать в Крыму на яйлах Айпетри и Чатырдага, а также в Южнословацкой карстовой области в районе Силицкой ледницы, где выпас скота играл большую роль в уничтожении растительности, вероятно, также зародились за счет биохимического действия корневых систем. Ю. А. Нечаев (1956) в Кунгурско-Иренском районе интенсивного карста (Г. А. Максимович и К. А. Горбунова, 1958) описал в гипсах и ангидритах трубки длиной до 2,5 м, при диаметре от 0,05 до 0,5 м, образованные корнями деревьев.

М. А. Зубашенко (1947) на основании изучения карста Русской равнины пришел к выводу о наличии здесь нового типа карста, названного им закрытым, или восточноевропейским. В отличие от средневропейского типа Л. Савицкого, здесь над карстующимися породами залегают толщи слоистых некарстующихся осадочных пород. Термин «закрытый карст» вызвал возражения на Пермской карстовой конференции 1947 г. Указывалось, что различие между словами «закрытый» и «покрытый» трудно уловимо. Учитывая неопределенность термина и то, что этот тип карста выделен на Русской равнине, он был назван автором в 1948 г. русским (1948). И. В. Попов позднее, в 1951 г., назвал его среднерусским. В дальнейшем мы будем придерживаться названия русский тип карста, которое уже получило распространение не только в отечественной, но и в зарубежной литературе (рис. 4, V, VI).

Ранее мы указывали, что облик районов развития русского карста отличен от облика районов средиземноморского карста. Карстующиеся

толщи здесь перекрыты мощным чехлом осадочных некарстающих пород. В зависимости от проницаемости этого покрова морфология карста различна. Если развиты водопроницаемые пески и другие породы, то возникают формы поверхностного карста (рис. 4, VI). При наличии водонепроницаемого покрова преобладают подземные формы, образовавшиеся за счет циркуляции карстовых вод, проникших на участках, где покров отсутствует (рис. 4, V).

В несколько иных условиях находятся речные долины карстовых районов. Глубинная и боковая эрозия вырабатывают уступы и цоколи в коренных отложениях, которые затем перекрываются аллювием и другими аккумулятивными образованиями террасового комплекса (Г. А. Максимович. 1941, 1948). Карстовые формы образуются под перекрывающей толщей речных отложений. Этот карст назван был нами перекрытым, или камским (1952, 1953, 1961 и другие). Здесь развиваются карстовые воронки, озера (рис. 4, VII). Часты поддолинные карстовые пустоты, обуславливающие появление этих форм на пойме (Г. А. Максимович, 1957 а, б, 1961).

Среднеатласский, или подвулканический, тип карста (Г. А. Максимович, 1960) выделен автором (рис. 4, IV) на основании описания этого явления Х. Меншингом (1957). В Марокко между городами Азру и Эндзиль на площади 300 км<sup>2</sup> карстовые плато Среднего Атласа покрыты четвертичными базальтами (О. Бернар, 1949). Воды, просачивающиеся через сильно трещиноватые базальты, обуславливают развитие карстовых явлений в подстилающих известняках. Х. Меншинг наблюдал многочисленные круглые карстовые воронки, имеющие глубину от 15 до 20 м и до 100 м в поперечнике. Здесь развиты своеобразные коррозионно-проваль-ные воронки (Г. А. Максимович и Л. В. Голубева, 1952, 1955), представляющие результат провала участков базальтового покрова в образованные выщелачиванием пустоты в подстилающем известняке. На дне воронок Х. Меншинг наблюдал обрушившиеся базальтовые колонны.

Подвулканический карст не следовало бы выделять, если бы он встречался только в Среднем Атласе. Однако на земном шаре случаи перекрытия карстующихся отложений изверженными породами не так уж редки.

Карстовые явления под изверженными породами наблюдаются в Чехословакии. В Восточной Сибири в Тунгусском бассейне в истоках р. Санар А. Д. Кузовлев (1953) описал воронку Санар. Она находится в афанитовых траппах, подстилаемых зернистыми траппами. В плане воронка имеет округлую форму и поперечник 24×23,35 м. На глубине 13—14 м поперечник ее сужается до 10—12 м. Глубина до дна 15 м. На дне имеется озерко размером 12×7 м, глубиной до 2 м. Суженная часть воронки, смещенная в плане по отношению к более широкой части на северо-восток, завалена обломками траппа.

Стенки широкой части воронки крутые, местами нависающие, близки к обрушению. Южная стенка в результате обрушения уже почти до половины засыпана. А. Д. Кузовлев (1953) считает воронку Санар коррозионно-провальной. Провал обусловлен выщелачиванием нижележащих карбонатных отложений. По Г. А. Кузнецову (1953), происхождение воронки Санар не выяснено. Ранее ее считали даже вулканическим кратером (М. М. Одинцов, А. П. Труфанова, 1948). Несомненно, новые наблюдения увеличат число районов, где развит этот своеобразный карст, не привлекавший до сих пор внимания специалистов.

Мы рассмотрели шесть основных типов карста, выделенных по обнаженности карстующихся толщ и характеру покровных образований. При значительном региональном развитии следует говорить о типе карста. Небольшие же участки надо называть соответственно голым, задернованным, подэлювиальным, закрытым, перекрытым или подаллювиальным и подвулканическим карстом. Это показано в приводимой ниже таблице.

**Схема классификации карста по обнаженности и характеру покровных отложений**  
(Г. А. Максимович, 1960, 1961)

| Покровные отложения                            | Тип карста при региональном развитии | Карст на небольших участках     | Примеры данного типа карста                                                         |
|------------------------------------------------|--------------------------------------|---------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------|
| Отсутствуют                                    | Средиземноморский                    | Голый                           | Горный Крым, Динарские горы                                                         |
| Незначительный почвенный покров, задернованный | Кавказский                           | Задернованный                   | Западный Кавказ                                                                     |
| Элювий карстующихся пород                      | Среднеевропейский                    | Покрытый, или подэлювиальный    | Уфимское плато                                                                      |
| Аллювий в речных долинах                       | Камский                              | Перекрытый, или подаллювиальный | Карст долин рек в бассейне Камы                                                     |
| Осадочные некарстующиеся породы                | Русский                              | Закрытый                        | Карстовые районы Русской равнины                                                    |
| Базальт и другие изверженные породы            | Среднеатласский                      | Подвулканический                | Четвертичные базальтовые породы Среднего Атласа на юрских известняках в районе Азру |

Рельеф, как и мощность карстующихся толщ, оказывает значительное влияние на обстановку карстообразования и, следовательно,

на особенности карста. Если взять для примера только две обстановки — горы и равнины, то развитие карста, его морфология и гидрогеология будут иметь некоторые особенности. В горах значительное развитие получает зона вертикальной нисходящей циркуляции. Горные районы большей частью характеризуются восходящим типом развития рельефа. Отсюда этажность горизонтальных карстовых пещер, геологически малое время задержек в поднятии. Последнее проявляется в малом объеме карстовых пустот, значительном колебании уровня карстовых вод, преобладании карстовых водотоков, отсутствии регионально развитого водоносного горизонта карстовых вод и в других явлениях.

При достаточной мощности карстующихся пород зона вертикальной нисходящей циркуляции будет наибольшей в горах и наименьшей для слабо расчлененных равнин. Это в свою очередь сказывается на преобладающих и характерных карстовых формах. Глубочайшие карстовые шахты преобладают в горах, а на равнинах для их развития нет условий. Иногда, правда, на равнинах встречаются карстовые колодцы и шахты, заполненные третичным песком и другими рыхлыми отложениями; это было установлено в одной из областей Восточно-Уральской карстовой провинции (Г. А. Максимович, 1958). Однако образовались они в условиях расчлененного рельефа, а при последующем опускании данного района были заполнены отложениями. Погребенные под песком карстовые формы описывает и О. Бернар (1949) для Северной Африки.

По характеру рельефа карст можно разделить на горный, равнинный и коралловых островов. На такой классификации особенно настаивает А. В. Ступишин (1953), который повторил это предложение и в докторской диссертации (1956). Ж. Корбель (1957 а, б, в), разрабатывающий в своих интересных работах вопрос о влиянии климата на особенности карстообразования, идет еще дальше и различает карст альпийский высокогорный и альпийский средних высот.

Значительное влияние на процесс карстообразования оказывает климат. Этот вопрос разрабатывался очень многими исследователями. Отметим только Г. Шабо (1925) и Ж. Корбеля (1957). Первый предлагает делить карст на полярный, умеренного климата, средиземноморский, пустынный, тропический, экваториальный и высокогорный. Ж. Корбель (1957) разрабатывает в основном вопрос о роли климата в эрозии областей карста известняков.

Климат вместе с рельефом, конечно, является одним из важнейших факторов, так как от количества и фазы осадков, температуры и других особенностей зависит интенсивность и даже морфология карста. Так, например, в умеренной климатической зоне преобладают отрицательные формы карста, а в тропической — положительные.

Классификация по водам, вызывающим карстовые явления. Карстующиеся породы могут выщелачиваться и разрушаться механически различными водами. На земной поверхности это внеусловые, речные, озерные, морские воды, а в земной коре — различные подземные: карстовые, пластовые, гидротермальные и другие воды.

Карры, образованные внеусловными поверхностными водами, принято относить к карстовым явлениям. Они и другие карстовые формы наблюдаются по берегам рек, озер, морей.

Необходимо рассмотреть вопрос о соотношении карстовых, эрозионных и абразионных явлений.

На берегах рек, там, где они сложены известняками, большинство исследователей отмечают карровые образования. На склонах речных долин создается два яруса генетических типов форм. В верхнем ярусе, не заливаемом в настоящее время речной водой, типичны карры, но встречаются и сохранившиеся эрозионные формы. В нижнем ярусе, при преобладании форм речного выщелачивания и эрозии, могут наблюдаться устья пещер, поноры и другие карстовые формы.

В итоге можно говорить о карсте верхней части склонов речных долин и эрозионных и эрозионно-карстовых явлениях нижней части склонов. Иногда для сокращения употребляют неудачный термин — «речной карст».

Аналогичная картина наблюдается на берегах озер и водохранилищ, где отмечают карстовые и абразионные явления. Они изучены для гипсовых берегов (Ю. В. Архидьяконских, 1955, 1957; И. А. Печеркин, 1961).

На берегах морей, сложенных карстующимися породами, в зоне приобья наблюдаются формы морского выщелачивания, а в верхней части за счет атмосферных осадков, особенно при обильных дождях, образуются и карры. А. И. Дзенс-Литовский (1936) для явлений выщелачивания в зоне приобья даже предложил термин «морской карст». Впоследствии он от него отказался (1955) и правильно называет это морской абразией. А. В. Живаго (1950) для известняков на побережье Западного Крыма говорит о стадиях карстового процесса под влиянием деятельности морских вод.

Не останавливаясь на подземных водах, которые образуют основные карстовые формы, упомянем о роли гидротермальных растворов. Карстующиеся породы могут выщелачиваться и за счет минерализованных и термальных вод, поступающих из глубины земной коры. В качестве примера можно привести образование пустоты, вскрытой при провале в г. Пятигорске. Находящиеся на дне провала воды и сейчас имеют связь с минеральными водами (Г. А. Максимович, К. А. Горбунова, 1958).

Бахарденская пещера в районе Копетдага с подземным озером Коу образована действием восходящих по разлому сернистых вод.

Гидротермальные растворы в зоне тектонического разлома создали пещеры в верхнесилурийских известняках в верховьях р. Магиан, левого притока Зеравшана (Я. А. Левен, 1940).

В Чехословакии в Границком районе Збрашовская арагонитовая пещера на берегу р. Бечвы образована как холодными карстовыми, так и теплыми углекислыми минеральными водами. Автор знакомился с ней в 1958 г. Она была охарактеризована в главе 1.

Таким образом, в зависимости от вод, обуславливающих явления в растворимых породах, можно различать:

| Воды                              | Характер явлений                                  |
|-----------------------------------|---------------------------------------------------|
| Речные                            | Эрозионные и речного выщелачивания                |
| Озерные                           | Абразионные и озерного выщелачивания              |
| Морские                           | Абразионные и морского выщелачивания              |
| Поверхностные внеусловные         | Поверхностные карстовые                           |
| Подземные                         | Подземные карстовые                               |
| Глубокие термальные и минеральные | Карст за счет гидротермальных вод гидротермокарст |

Возможно также деление вод, которые вызывают карстообразование, по составу на гидрокарбонатно-кальциевые, сульфатно-кальциевые, хлоридно-натриевые и другие воды (Г. А. Максимович, 1955). Они по-разному воздействуют на карбонатные, сульфатные и соляные карстующиеся отложения.

Большое значение имеет и характер агрессии, которая вызывает карстообразование. До недавнего времени основное внимание уделялось карбонатной агрессии, обусловленной действием углекислоты на карбонатные породы. Сейчас начинают обращать большое внимание на сульфатную агрессию.

А. А. Крубер (1915) один из первых, ссылаясь на данные Н. М. Сибирцева, говорил о роли сернистого железа в образовании  $\text{CO}_2$ . Однако он не обратил внимания на серную кислоту, которая сама является более интенсивным агрессором. Особенно большую роль сульфатная агрессия играет в образовании рудного карста. А. А. Колодяжная (1959) говорит об огромном значении сульфидов для процесса карстообразования. Большую, а иногда и преувеличенную, роль им отводит С. А. Дуров (1956—1961).

Общепризнана, хотя и редко упоминается, агрессия за счет органических кислот, особенно сильно действующих в залесенных районах умеренной и тропической зон.

Необходимо учитывать наличие нитратной агрессии. Она указывалась еще в 1935 г. для пещер Средней Азии, где имеется селитра органического происхождения. В последнее время Ж. Корбель (1957) подчеркивает ее большое значение для тропических стран.

Р. Кеттнер (1948) обратил внимание на фосфатную агрессию. Он обнаружил ее в пещере Домина, где сталактиты и сталагмиты, покрытые гуано летучих мышей, были сильно изъедены фосфорной кислотой. Этот вид агрессии имеет большое значение для коралловых островов с залежами гуано птиц. Коррозия подстилающих известняков здесь обусловлена не только карбонатной, но и фосфатной агрессией. (Г. А. Максимович, 1960, 1961).

В результате можно выделить пять основных типов агрессий: карбонатную, сульфатную, нитратную, фосфатную и агрессию за счет органических кислот. Н. И. Соколов (1960) еще больше детализирует типы агрессии. Карбонатную агрессию он разделяет на обычную и минеральных углекислых вод. Сернистые воды он делит на сульфатные, слабосерноокислые и сильносерноокислые. Кроме того, он указывает на агрессивную роль рассолов, сероводорода и фтористого водорода. В зависимости от местных условий в разных районах проявляется один или несколько типов агрессий, причем роль каждого из них различна.

## II. КЛАССИФИКАЦИИ ПО ВНУТРЕННИМ ПРИЗНАКАМ

По литологическому составу карстующиеся породы делятся на следующие группы:

1) карбонатные отложения: известняки, мел, мрамор, доломит и переходные разности — доломитизированные известняки, мраморизированные известняки, мраморизированные доломиты и т. д.;

2) сульфатные отложения: гипсы, ангидриты и переходные разности;

3) хлоридные отложения: каменная, калийная и другие соли.

В некоторых районах имеются породы этих двух и даже трех групп.

Сравнительно редко встречается природная сода, которая тоже очень легко растворяется в воде. Мергели относятся к очень слабокарстующимся породам.

По химическому составу в зависимости от наличия нерастворимых веществ карстующиеся породы иногда делят на очень чистые, чистые и с большим содержанием замедляющих карстообразование нерастворимых веществ.

По характеру скважности, создающей условия для водопроницаемости, карстующиеся породы делят на трещиноватые, пористые и кавернозные, трещиновато-пористые. Более подробно этот вопрос рассмотрен в главе 1.

По условиям залегания карстующиеся породы делят на горизонтально залегающие, слабонаклонные и крутоставленные. Влияние углов наклона на карстообразование было показано Н. И. Николаевым (1946).



По геотектоническим условиям карстующихся пород нами выделяется карст геосинклинальных складчатых зон, краевых прогибов, покрова платформ и две особые обстановки. Это современные карбонатные отложения островов океанических впадин и современные поверхностные континентальные отложения. Более подробно они охарактеризованы в главе 1.

Структурно-морфологическую классификацию карста на примере Русской платформы предложил Н. В. Родионов (1958). Он различает: 1) эрозионный карст, 2) карст водораздельных (междуречных) пространств, 3) карст тектонических поднятий, 4) карст зон тектонических разломов, 5) эрозионно-тектонический карст, 6) карст древних тектонических опусканий, 7) районы и участки карста, современная активность которого вызвана нарушением условий залегания и изменением естественного режима вод и пород в широком региональном масштабе. Сюда он относит участки крупных разработок полезных ископаемых, добыча которых связана с большим понижением уровня подземных вод и осушением огромных территорий. Для каждого из семи типов он дает краткую характеристику.

По отношению к земной поверхности общепринято деление карстовых форм на поверхностные и подземные. Типичными поверхностными формами являются карры, воронки, карстовые котловины и поля, карстовые мосты и арки, овраги и другие. Типичными подземными формами являются пещеры, подрусловые и поддолинные каналы, каналы карстовых источников, каверны и многие другие.

Что же касается карстовых колодцев и особенно шахт, то они, в частности наиболее глубокие, являются переходными, а многие подземными формами.

Эта классификация справедлива только для современных карстовых форм. Многие карстовые формы, образовавшиеся в древние эпохи карстообразования и перекрытые в результате морских трансгрессий более молодыми отложениями, являются уже даже не глубинными, а погребенными формами.

Имеются попытки деления карста по глубине. Ранее часто выделяли глубокий и мелкий карст. В настоящее время это деление применяется все меньше. Еще И. К. Зайцев (1940) показал, что такое деление страдает некоторой неопределенностью — неясно, до каких пределов считать мощность карстующихся пород, особенно известняков, для глубокого и мелкого карста. А. А. Крубер относит к мелкому карст в известняках мощностью в несколько десятков метров и до 400 м. Можно бы делить карст по глубине залегания карстовых вод. Однако проще без всякой классификации указать эту глубину в метрах, если она известна.

И. К. Зайцев предлагал относить к мелкому тот карст, у которого постоянный предельный уровень карстования залегает выше общего

базиса эрозии, т. е. уровня моря. К глубокому он относил карст, предельный уровень карстования которого находится ниже уровня моря. Эта классификация не получила распространения. Во-первых, не всегда можно установить предельный уровень карстования. Для этого необходимо производить бурение. Во-вторых, когда бурение вскроет карстовые пустоты с водой, то часто неясно, какой это карст — современный или древний.

Главное же, по этой классификации получается, что карст горных областей, где уровень карстования находится на глубине 2—3 км, по И. К. Зайцеву, следует относить к мелкому карсту. Вряд ли это целесообразно. Мы рекомендуем воздерживаться от деления на мелкий и глубокий карст, а просто указывать мощность карстующейся толщи, глубину карстования, карстовых вод и т. д. Тогда каждому будет ясно, какой это карст по своей глубине.

Генетическое деление карстовых форм по преобладающим процессам, которые обуславливают их появление и развитие, весьма важно. Можно выделить основные процессы поверхностного и подземного растворения (коррозии) и сопутствующие: эрозии, обрушения, поверхностного и подземного выветривания и другие. Более подробно вопрос о роли отдельных процессов в образовании различных карстовых форм изложен в главе III, в частности, в табл. 7. Деление по преобладающим карстовым формам и комплексу других признаков принято в зарубежной литературе. Вопрос этот был поднят еще И. Цвийичем (1893, 1923, 1925), наиболее разработан чешскими карстоведами, в частности Р. Кеттлером (1954), И. Кунским (1950) и ученицей последнего Я. Миховской (1957).

В зависимости от чистоты известняков и наличия глинистых прослоев различают:

1) **Голокарст** — полный тип карста в чистых известняках с незначительным содержанием глин. Это Динарский, Малоазиатский карст и карст Ямайки.

2) **Мерокарст** — неполный, несовершенный карст в карстующихся породах, часто большой мощности, с большим содержанием глин или глинистых прослоев. При растворении карстующихся пород остаточные глины заполняют воронки, поноры, подземные пустоты, в результате чего развитие карстовых явлений прекращается. Это, по И. Цвийичу, средневропейский-моравский и западноевропейский карст.

3) **Подземный**, или, правильнее, закрытый тип карста, развивающийся под покровом глин или других отложений.

Переходные типы карста. Здесь нет польев, а некарстующееся основание находится выше уровня моря и обнажается на дне долин и подземных пустот. Различают косский и юрский типы.

Косский тип, или тип косе, названный по одноименному плато в Средней Франции, характеризуется нагорной равниной, образованной речной эрозией и затем закарстованной. Здесь развиты обильные карры, воронки и карстовые пропасти (авены).

К этому типу, кроме плато Косс, относится карст окраины Дилерской карстовой области, некоторых альпийских известняковых поверхностей выравнивания, Бихара в Румынии, Явы, Северной Австралии, а в Чехословакии — Мураньский и Словацкий.

Юрский тип, выделенный в Юрских горах, характеризуется складчатыми и горизонтальными известняками, разделенными на два этажа некарстующимися породами. Карстующийся массив разделен поперечными долинами, выработанными большей частью в некарстующихся отложениях. Карр и воронок мало, но много понор, пещер и карстовых источников. К этому типу, кроме юрского, относят карст некоторых альпийских областей, Боснии, Горного Крыма, Южной Италии (Апулия и Гаргано). Заметим, что карст горного Крыма не прорезан речными долинами, а характеризуется каррами и многочисленными воронками и вряд ли относится к юрскому типу, как это думает И. Кунски (1950).

Дальнейшее развитие этой классификации предложено Я. Миховской (1957). Она более подробно разделила переходный и неполный типы карста и иллюстрировала их примерами чешских карстовых областей, районов, участков.

На территории Чехословакии различают следующие типы и подтипы переходного карста:

1) Косский тип — типично выражен в Южнословацкой карстовой области, в меньшей степени в Стратенской и Мураньской карстовых областях.

2) Юрский тип — имеется в мезозойских покровах Центральных Карпат. По высоте над уровнем моря и связанными с ней климатическими условиями Я. Миховская делит юрский тип на два подтипа: среднегорный и высокогорный.

2а) Юрский среднегорный тип — с высотой над уровнем моря 550—900 м. Сюда относится карст триасовых известняков в Низких Татрах, Липтовская карстовая область и в частности карстовые районы Важецкий, Быстрианско-Валаский, Горнолеготский, часть карстового района Беланских Татр ниже 1400 м, Хочский карстовый район (Просечанская, Квачанская долины) и в районе Липтовских Татр Зуберецкая долина. Триасовые известняки сильно дислоцированы. Перед закарстовыванием они не были превращены в плоскогорья. Имеются боковые хребты и гребни, отделенные глубокими долинами, которые возникли за счет нормальной эрозии. Известняки, чередующиеся с доломитами или мергелями, маломощны. Карстовые формы чередуются с возникшими за счет нормальной эрозии. Из поверхностных карстовых явлений имеем поноры, воронки и пропасти типа авен, а также карстовые источники. Карры встречаются редко. Много пещер с этажным расположением коридоров и богатыми натечными образованиями.

Перечисленные карстовые области и районы, развитые в среднегорных условиях, имели в плейстоцене снежные кары и ледники. Развитие карстовых явлений сильно зависело от изменения климатических условий в плейстоцене. Потоки, выступая в интергляциалах и интерстадиалах из-под ледникового покрова, интенсивно углубляли свои долины на поверхности и подземно. Были сильные потоки и в голоцене.

В Низких Татрах количество осадков на станции Липтозски Градок — 729,7 мм, а на станции Магурка — 1189,8 мм в год при среднегодовой температуре 6,19—4°,01С. Отсюда Я. Миховская делает вывод, что деятельность текущей воды является

главным фактором моделирования пещер Юрского среднегорного подтипа карста.

2б) Юрский высокогорный тип — характеризуется высотами 1400—2000 м. Сюда относятся Думбьерский район Липтовской карстовой области и высокогорная часть Беланских Татр. Они находятся выше границы леса в горах. На ускоренное развитие карста здесь сильное влияние оказывает высокогорный климат. Осадки на Думбиере и в Беланских Татрах составляют соответственно 1455,2 и 1425,6 мм, а среднегодовая температура 0,9 и — 1°,54 С. Сильно развито механическое разрушение карстующихся отложений на поверхности за счет морозного выветривания. Вследствие низких температур сильна коррозия, которая больше, чем в средневысотном карсте. Благодаря быстрому движению воды натечные формы в пещерах не образуются. Их можно наблюдать лишь в более глубоких частях.

Поверхностные карстовые формы возникают в местах с наименьшими уклонами. В высокогорных областях Чехословакии наблюдаются только блюдцеобразные воронки, колодцы и карры.

Неполный карст — мерокарст — характеризуется менее чистыми известняками малой мощности с большим развитием некарстующихся пород. Карстующиеся отложения перекрыты тектонически или более молодыми отложениями. Поэтому многие карстовые формы, скрытые покровом, остаются неизвестными.

Наличие густой растительности препятствует образованию карстовых полей. Воронки редки, часто выполнены покровными отложениями, а пещеры сухие и с потоками.

Неполный карст имеется в карстовых областях, районах и участках Чешской карстовой провинции, в юрских известняках внешнего Брадлового пасама и Малокарпатском районе в триасовых известняках. Эти районы расположены на высоте от 220 до 500—600 м над уровнем моря. Климатические условия здесь не столь различны, чтобы их учитывать при подразделении данного типа. Поэтому в основу деления взяты различия в составе, а также мощности и объемы карстующихся пород.

Я. Миховская различает на территории Чехословакии следующие типы и подтипы мерокарста:

1а) Неполный карст в массивных осадочных известняках и на нерасчлененной территории с довольно полным развитием карстовых явлений. К нему относится Моравская карстовая область. Благодаря достаточной чистоте девонских известняков здесь развиты как поверхностные, так и особенно подземные карстовые формы. Рельеф области неодинаков. В северной части преобладают отрицательные формы, и этот район на первый взгляд сходен с Южнословацкой карстовой областью. Однако более детальное знакомство показывает и различия. Здесь меньше подземных потоков и карстовых озер. Пропasti типа авен единичны. В глубоких слепых и полуслепых долинах протекают целый год воды, которые исчезают у стен воронок в понорах типа катавотров. Карры, воронки, карстовые котловины менее развиты.

И. Цвийич относил Моравский карст к средиземноморскому типу. Это следует понимать в смысле теории Л. Савицкого, которая предполагает отделение подземных вод от поверхностных. В Моравской карстовой области такое отделение еще не наступило. Наоборот, открытые поноры обуславливают весьма быстрое их сообщение. Карстовый цикл подходит к концу, когда потоки из понор достигают некарстующегося основания. Такое явление имеет место, как предполагает И. Цвийич, в нижнем течении р. Пунквы. Отсюда в Моравской карстовой области, по Я. Миховской, развита предпоследняя стадия карстового цикла.

1б) Неполный карст в осадочных известняках умеренным расчленением карбонатных отложений, с большой ролью петрографического состава и обычно малой мощностью однотипных карстующихся отложений и умеренным развитием карстовых явлений. К этому типу относится карст Чешской карстовой области, Североморавских, Границкого, Павловского (Южноморавского), Штрамберкского и Малокарпатского карстовых районов. Чешская карстовая область между Бероуном и Прагой окружена водонепроницаемыми

некарстующимися отложениями. Слабое развитие карстовых явлений в виде единичных карров и воронок, для которых не всегда доказано их чисто карстовое происхождение, и малое развитие натечных образований пещер связывают с неодинаковой растворимостью девонских и силурийских известняков, их малой мощностью и умеренным расчленением.

В районах Североморавского карста (Яворжичко, Младеч, Граница и другие) карстуются девонские известняки. В Границе известняки морфологически не выражены, т. к. перекрыты. Поверхностные карстовые явления недостаточны. Морфология подземных ходов пещер Младечской и Яворжичко различна. В первой пещере преобладают явления коррозии. Узкие и криволинейные ходы в кристаллических известняках характерны для Есеника. В Яворжичских пещерах находим, кроме того, просторные галереи, приуроченные к прямым трещинам. И. Дворжак видит здесь влияние регионального метаморфизма, который охватил комплекс Младечского островка в варисское горообразование.

Штрамберкский и Павловский (Южноморавский) карстовые районы характеризуются закарстованностью юрских известняков внешнего Брадлового пасама. В них известняки выходят на окраине гор, сложенных некарстующимися породами. Изолированные островки известняков имеют крутые склоны и мало расчленены. Поверхностные карстовые явления выражены гребенчатыми слабобразвитыми каррами и воронками. Пещеры в Штрамберке имеют окраинное положение, проточный характер и лежат на одном уровне. Пещеры Павловского района недостаточно изучены. В пещерах обоих карстовых районов мало натечных образований.

Под карстом Малых Карпат Я. Миховская понимает закарстованные триасовые и юрские известняки, разделенные некарстующимися породами. Это карст участков Чахтицкого, Брезовского, Смоляницкого, Павловского, при Кайле и Пайштунского. Карстовая морфология здесь меньше выражена, чем некарстовая. Воронки, карры, пропасти типа авен, поноры и карстовые источники редки. Подземные пустоты небольшие, типичны наклонные пещеры. Крупнейшая пещера Дрин не имеет подземного потока. Натечные образования небольшие. Карстование на разных участках протекало самостоятельно. Это различие бросается в глаза при сравнении с другими карстовыми областями Карпат.

Карст участков Чахтицкого и частично Брезовского в северной части Малых Карпат мало отличается от карстовых платин Южной Словакии. Карстовые участки в средней и южной частях Малых Карпат напоминают своими глубокими долинами в известняках карст южного типа. Малая растворимость девонских известняков, высота над уровнем моря и климатические условия примерно такие, как в Североморавской группе районов. Но здесь сказались термальные воды, богатые  $\text{CO}_2$ , поднимающиеся по древней вариской дислокации, омоложенной в неогене. В подземных пустотах образуется арагонит.

2а) Неполный карст в кристаллических известняках слабо метаморфизированных, химически очень чистых. Сюда относится карст девонских известняков Восточносудетского района (Есеника).

2б) Неполный карст в кристаллических известняках, подвергшихся более глубокому метаморфизму, с некарстующимися прослойками большой мощности и акцессорными примесями. Сюда относится Южночешская группа карстовых районов, участков, включая Ледечский и в Западносудетском районе Крконошский участок.

И. Дворжак придает большое значение чистоте кристаллических известняков, так как битуминозные примеси при метаморфизме были перемещены к кровле и подошве. Поэтому кристаллические известняки легче корродируются. Но, благодаря тому, что островки этих известняков содержат прослойки некарстующихся пород, карстовые явления все же развиты слабо. В пещерах эти прослойки видны в виде гладких стен. Возникновение селективной коррозии — одна из отличительных особенностей подземных пустот. Натечных образований и капельников здесь мало. Это приписывают петрографическим особенностям пород и частично степени метаморфизма.

Слабо метаморфизированные палеозойские известняки Восточносудетского района (Есеник) почти химически чистые.

Кристаллические известняки карстовых участков Южной Чехии и Крконоша имеют много глинистых примесей и весьма сильно метаморфизированы. Химический анализ карбонатов из каменоломни на Хыновском участке в Южной Чехии показал, что здесь преобладают доломитизированные известняки с нерастворимым остатком силикатов. Они содержат частые прослойки амфиболита.

В Крконошах, кроме метаморфизированных известняков, имеются доломитизированные известняки и доломиты. И. Свобода показал, что доломиты содержат 30—40%  $MgCO_3$ .

По интенсивности развития карстовых явлений можно выделить следующие стадии: Есеник, Южная Чехия и Крконош. В Есениках имеем редкие воронки, слабо развитые карры, карстовые источники и пещеры с натечными образованиями. В карстовых участках Южной Чехии известны слабые признаки карста — редкие воронки, немногочисленные пещеры без натечных образований. Карст Крконошского участка имеет расширенные коррозией трещины и пещеры. Общим для всех участков карста в кристаллических известняках является то, что они представляют собой изолированные островки среди некарстующихся пород.

### III. КЛАССИФИКАЦИИ ПО ВРЕМЕНИ И АКТИВНОСТИ КАРСТА

Существует много классификаций карста по времени. Ранее применялось наиболее простое деление на современный и древний карст. В дальнейшем, с изучением геоморфологической и геологической истории отдельных карстовых районов, оказалось, что даже выходящие на дневную поверхность карстовые формы, особенно пещеры, могут развиваться в течение длительного времени. Поэтому по возрасту карст и его формы следует делить на современные, древние, унаследованные и омоложенные.

Древний карст и его формы автор еще в 1947 г. предложил делить по периодам и эпохам карстообразования. Периоды соответствуют геологическим эрам: палеозойской, мезозойской, кайнозойской, а эпохи — отдельным этапам в пределах периода карстообразования (Г. А. Максимович, 1947, 1948).

Для современного карста долгое время пользовались, особенно на западе, периодизацией по этапам цикла В. М. Девиса: юность, зрелость, старость и дряхлость. В последнее время от этого деления все больше отходят, т. к. карстовый цикл может прерываться, возобновляться и т. д. В советской школе карстоведов-геологов заменили цикл В. М. Девиса изучением условий развития карста отдельных территорий на основе восстановления геологической и геоморфологической истории данного района.

Автор показал развитие пещер, причем стадии выделены на основе характерных появляющихся новых морфологических, гидрогеологических и гидрологических признаков и явлений. Подробно это освещено в главе VI.

По активности карст обычно делят на активный и пассивный. П. В. Родионов (1950, 1958) предложил количественную характеристику скорости развития карста. Данные эти приведены в главе XIII.

Одним из признаков классификации могут быть размеры карстовых форм. Для более точной характеристики вместо неопределенных понятий вроде большой, малый, средний автором предложены количественные классификации некоторых карстовых форм. Для примера приведем опубликованное уже деление пещер по общей длине (Г. А. Максимович, 1958, 1960): громадные — больше 100 км, очень большие — 100—25 км, большие — 25—1 км, значительные — 1000—250 м, небольшие — 250—10 м, малые — меньше 10 метров.

Подобные классификации для карстовых шахт, воронок, плотности воронок, подземных карстовых озер, интересующиеся найдут в главах III, IV, XI и других.

## V. КОМПЛЕКСНЫЕ КЛАССИФИКАЦИИ

Необходимы комплексные классификации карста. Попытки дать такие классификации сделаны А. В. Ступишиным (1953), Н. И. Соколовым (1960) и другими. Приведем в качестве примера классификацию последнего. Он назвал ее типологической.

Комплексная (типологическая) классификация карста Н. И. Соколова (1960).

*По геотектоническим условиям различается карст:*

A<sub>1</sub> — платформенных областей;

A<sub>2</sub> — пологих предгорных куэст и плато;

A<sub>3</sub> — горных складчатых областей.

По относительной мощности карстующегося массива:

B<sub>1</sub> — мелкий — мощность карстующейся толщи не более 50 м.

Эта величина соизмерима со средней глубиной воронок, обычно имеющих глубину 10—50 м;

B<sub>2</sub> — средней мощности — 50—200 м;

B<sub>3</sub> — мощный — карстующийся массив мощнее 200 м.

*По положению карстующегося массива относительно базиса эрозии:*

V<sub>1</sub> — поверхностный — весь массив лежит выше местного базиса эрозии;

V<sub>2</sub> — средний — меньшая часть массива лежит ниже местного базиса эрозии;

V<sub>3</sub> — глубокий — большая часть массива лежит ниже местного базиса эрозии;

V<sub>4</sub> — глубинный — весь массив лежит ниже местного базиса эрозии.

*По степени закрытости карстующегося массива:*

G<sub>1</sub> — голый — карстующиеся породы совершенно обнажены;

G<sub>2</sub> — задернованный — карстующиеся породы покрыты небольшим слоем почвы и подпочвы (до 2 м);

Автор заменил иностранный алфавит русским.

Г<sub>3</sub> — покрытый рыхлыми континентальными песчаными породами, залегающими субпараллельно поверхности современного или древнего рельефа;

Г<sub>4</sub> — покрытый рыхлыми континентальными глинистыми породами, залегающими субпараллельно поверхности современного или древнего рельефа;

Г<sub>5</sub> — скрытый — карстующийся массив покрыт сплошным чехлом коренных не карстующихся пород значительной мощности;

Г<sub>6-а</sub> — без водоупора;

Г<sub>5-б</sub> — с водоупором.

*По характеру карстующейся породы:*

Д<sub>1</sub> — соляной;

Д<sub>2</sub> — гипсово-ангидритовый;

Д<sub>3</sub> — карбонатный;

Д<sub>3-а</sub> — доломитовый;

Д<sub>3-б</sub> — доломитизированных известняков;

Д<sub>3-в</sub> — плотных известняков;

Д<sub>3-г</sub> — детритовых известняковых песчаников и ракушечников;

Д<sub>3-д</sub> — меловой;

Д<sub>3-е</sub> — флишевый;

Д<sub>3-ж</sub> — конгломератов и песчаников с известковым цементом;

Д<sub>4</sub> — рудный, т. е. развивающийся в рудном теле;

Д<sub>5</sub> — смешанный.

*По характеру агрессивного фактора:*

Е<sub>1</sub> — слабоуглекислый: углекислота поглощена водой из атмосферы и при прохождении через почву;

Е<sub>2</sub> — термально-углекислый: углекислые минеральные воды типа нарзана и т. д.;

Е<sub>3</sub> — рассольный: воды обогащены NaCl;

Е<sub>4</sub> — сероводородный: воды содержат H<sub>2</sub>S;

Е<sub>5</sub> — сульфатный;

Е<sub>6</sub> — слабосерноокислый: воды обогащены серной кислотой за счет разложения сульфидов, рассеянных в толще породы;

Е<sub>7</sub> — сильносерноокислый: воды сильно обогащены за счет разложения залежей сульфидных руд;

Е<sub>8</sub> — фтористоводородный;

Е<sub>9</sub> — более редкие агрессивные факторы.

*По характеру пустот, служивших первичными путями проникновения вод:*

Ж<sub>1</sub> — воды проникают через тонкие поры;

Ж<sub>2</sub> — воды проникают по мелким кавернам (в раковинных и рифовых известняках и т. д.);

Ж<sub>3</sub> — воды проникают по зонам дробления;

Ж<sub>4</sub> — воды проникают по закономерным системам трещин; Ж<sub>4-а</sub> — секущих;

Ж<sub>4-б</sub> — напластования;

Ж<sub>4-в</sub> — по тем и другим;

Ж<sub>5</sub> — воды проникают по трещинам отседания и бортового отпора.

*По степени однородности карстующегося массива:*

З<sub>1</sub> — весь массив примерно одинаково водопроницаем и карстуеться;

З<sub>2</sub> — водопроницаемость и карстуемость массива неоднородны, массив делится на зоны полупроницаемыми перемычками;

З<sub>3</sub> — карстующийся массив разделен на ряд этажей водоупорными горизонтами.

*По преобладающему направлению движения агрессивных вод:*

И<sub>1</sub> — нисходящее;

И<sub>2</sub> — примерно-горизонтальное;



И<sub>3</sub> — восходящее.

*По степени развития подземной гидрографии:*

К<sub>1</sub> — только изолированные водотоки;

К<sub>2</sub> — наряду с изолированными и полуизолированными водотоками существует единый уровень вод, заполняющих трещины;

К<sub>3</sub> — только сообщающиеся горизонты трещинно-карстовых вод.

*По сочетанию карста с другими явлениями:*

Л<sub>1</sub> — карст развивается в чистом виде, или сопутствующие процессы не играют заметной роли;

Л<sub>2</sub> — карст сопровождается процессом просасывания кроющих рыхлых отложений в трещины и карстовые пустоты;

Л<sub>3</sub> — карст сопровождается процессом отседания склонов или другими аналогичными процессами.

*По возрасту:*

М<sub>1</sub> — четвертичный;

М<sub>2</sub> — древний;

М<sub>3</sub> — древний омоложенный.

В работе автор приводит в качестве примера характеристику карста в бассейне рек Хосты и Кудепсты на Кавказе.

Приведенная классификация не всегда выдержана. Например, даже в группе А наблюдается смешение геотектонических и геоморфологических признаков. Подобные явления имеются и в других группах. Она также не является исчерпывающей. В группе Д среди карстующихся пород нет природной соды, зато приведены некарстующиеся конгломераты и песчаники. Среди факторов агрессии (Е) нет органических кислот, фосфорной и азотной кислот, хотя с их агрессивным действием приходится встречаться чаще, чем с фтористым водородом, и т. д. В группе А нет места для карста коралловых островов. В числе признаков классификации отсутствует климат и т. д. Однако предложенная Н. И. Соколовым классификация может служить материалом для создания более обстоятельной комплексной характеристики карста, комплексной классификации.

Приведенные нами классификации карста не исчерпывают всего их разнообразия. Мы не ставили себе задачи рассмотреть все имеющиеся классификации карста.

## ВОПРОСЫ МОРФОЛОГИИ КАРСТА

## ГЛАВА ТРЕТЬЯ

## КАРРЫ, ПОНОРЫ, КОЛОДЦЫ, ШАХТЫ

Разнообразие карстующихся горных пород, условий их залегания, рельефа, климата, зон движения и состава вод и многие другие факторы приводят к образованию различных поверхностных и подземных карстовых форм. Рассмотрим эти формы современного карста по гидродинамическим зонам, в которых они возникли.

КАРСТОВЫЕ ФОРМЫ, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ В  
РАЗЛИЧНЫХ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ЗОНАХ

Существует два основных противоположных процесса: с одной стороны, разрушение карстующихся горных пород химическим и отчасти механическим воздействием подземных и поверхностных внеусловых вод, дающее разнообразные карстовые формы; с другой стороны, отложение продуктов разрушения. Связующим звеном между ними является перенос растворенных и влекомых карстовыми водами веществ.

В результате разрушительной деятельности — коррозии и карстовой эрозии — образуются скульптурные формы карста разных размеров. Распределение их по гидродинамическим зонам и величине приведено в табл. 6.

В этой таблице, как и во всякой схеме, неизбежна некоторая условность в отнесении скульптурных форм карста к принятым в геоморфологии микро-, мезо- и макроформам. Условно до известной степени и отнесение некоторых форм к определенным гидродинамическим зонам. Так, провальные карстовые воронки образуются вследствие провала сводов подземных пустот в зоне горизонтальной циркуляции, но большей частью они приурочены к зоне вертикальной циркуляции. В дальнейшем при заполнении провальной воронки она морфологически проявляется только в зоне вертикальной циркуляции и даже в ее верхней части. Не указаны в этой схеме наклонные карстовые пещеры, развитые в ряде районов (Крым, Кизел). А они по существу как связующее звено между дневной поверхностью и зоной горизонтальной

Таблица 6

**Распределение скульптурных отрицательных карстовых форм по зонам и величине**

(по Г. А. Максимовичу (1953) с позднейшими дополнениями)

| Гидродинамические зоны карста                | Небольшие формы (микроформы)                                                                                                         | Формы среднего размера (мезоформы)                                                                                                       | Большие формы (макроформы)                                          |
|----------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------|
| Поверхностной циркуляции                     | Карстовые борозды и углубления (карры)                                                                                               | Карстовые ложбины                                                                                                                        | Эрозионно-карстовые овраги                                          |
| Вертикальной нисходящей циркуляции (аэрации) | Поноры различной формы                                                                                                               | Карстовые воронки: коррозийно-эрозионные, коррозийно-оползневые, коррозийно-суффозионные, коррозийно-просадочные и коррозийно-провальные | Карстовые шахты, карстовые вертикальные котловины, коррозийные поля |
|                                              | Ребристые поверхности и другие формы: борозды, ячеи на стенках вертикальных и наклонных карстовых форм                               | Карстовые колодцы, органые трубы (слепые колодцы пещер)                                                                                  |                                                                     |
| Подзона подвешенных вод                      | Малые формы подземного выщелачивания                                                                                                 | Карстовые каналы, пещеры, провальные воронки и другие                                                                                    |                                                                     |
| Переходная и горизонтальной циркуляции       | Малые формы подземного выщелачивания в щелях, каналах, пещерах (губчатые, раковистые, ребристые и др.), расширенные трещины, каверны | Провальные карстовые воронки, горизонтальные пещеры, их каналы и гроты. Природные мосты, арки                                            | Поля, образованные провалами свода пещерных рек                     |
| Сифонной циркуляции                          | Малые формы подземного выщелачивания                                                                                                 | Воронки в устьях восходящих источников, каналы и другие формы                                                                            |                                                                     |
| Поддолинной (подрусловой) циркуляции         | Малые формы подземного выщелачивания и эрозии                                                                                        | Воронки в месте поглощения и выхода карстовых вод, каналы и другие формы                                                                 |                                                                     |
| Глубинной циркуляции                         | Карстовые каверны                                                                                                                    |                                                                                                                                          |                                                                     |

циркуляции являются своеобразным проявлением зоны вертикальной циркуляции. Из польев в табл. 6 указаны только коррозионные и образовавшиеся от провалов сводов пещерных рек, которые являются чисто карстовыми. Полья значительных размеров имеют, по-видимому, смешанное происхождение. Они образуются главным образом за счет эндогенных сил. Карстовые процессы создают в них только скульптурные и аккумулятивные формы в основном малых и средних размеров.

Кроме отрицательных карстовых форм — различного рода понижений и полостей, в карстовых районах тропических и субтропических стран образуются и положительные формы. Они возникают вначале в зоне вертикальной нисходящей циркуляции как останцы между отрицательными формами. В дальнейшем, когда карбонатные отложения все более удаляются коррозией и эрозией, эти останцы оказываются только в зоне поверхностной циркуляции. По своим размерам это формы среднего размера (мезоформы) — карстовые бугры и холмы равнин и польев (хумы, пепино), а также большие формы (макроформы) — карстовые останцы в виде больших холмов и небольших гор.

Карстовые формы образуются в результате сложного взаимодействия многих геодинамических процессов, среди которых растворение или коррозия является ведущим и характерным. Из других процессов, участвующих в карстообразовании, можно указать эрозию, обрушение, выветривание. В нерастворимых породах, покрывающих закарстованные толщи или прилегающих к ним, развиваются также просадки, обрушение, оползни, суффозия, эрозия и другие процессы. Это позволило Д. С. Соколову предложить следующую классификацию основных карстовых форм (табл. 7).

Эта классификация, как и всякая попытка систематизации сложных природных явлений, имеет недостатки. Наиболее слабым местом ее является вторая половина таблицы 7.

Аккумулятивные образования в карстовых поверхностных и подземных формах по происхождению весьма разнообразны. Их можно подразделить на две основные группы. К первой относятся продукты, образовавшиеся из самих карстующихся пород в результате их химического или механического разрушения. Это автохтонные образования. Вторую группу образуют различные аллохтонные продукты — заполнения карстовых понижений и полостей за счет поступления аллювиальных, делювиальных, органогенных, антропогенных, гидротермальных и других образований, а также льда, заполняющего пещеры. Данные о них приведены в табл. 8.

Таблица эта, не претендующая на полноту, показывает распределение отложений карстовых понижений и полостей по геодинамическим зонам. В ней рассматриваются, в основном, современные отложения и осадки геологически недавнего прошлого. Особую группу представляют карстовая брекчия, песок и мука, образующиеся

**Классификация основных карстовых форм**  
(по Д. С. Соколову (1955, 1959) с дополнениями автора)<sup>1</sup>

| В растворимых породах |                                  | В нерастворимых породах, покрывающих закарстованные или прилегающие к ним |                                                                               |
|-----------------------|----------------------------------|---------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------|
| Ф о р м ы             | Основные генетические процессы   | Формы                                                                     | Основные генетические процессы                                                |
| Поверхностные         | Карры                            |                                                                           |                                                                               |
|                       | Карры и каверны рифов            |                                                                           |                                                                               |
|                       | К. ниши                          |                                                                           |                                                                               |
|                       | Поноры                           |                                                                           |                                                                               |
|                       | К. воронки:                      | Воронки:                                                                  | С. с выносом материала в подземные к. полости                                 |
|                       | коррозионные                     | К.—с.                                                                     | П. покровных отложений в понижения поверхности к. толщи                       |
|                       | коррозионно-эрозийные            | („просасывания“) коррозионно-просадочные                                  | О. покровных отложений в понижения, образованные р. в верхней части к. породы |
|                       | провальные восходящих источников | коррозионно-провальные                                                    | Оползание покровных отложений в воронке                                       |
|                       |                                  | коррозионно-оползневые                                                    | Э. с выносом материала в подземные к. полости                                 |
|                       | К. долины слепые                 | К.-эрозийные                                                              | Э. —,—                                                                        |
| Подземные             | полуслепые                       | овраги                                                                    | С. —,— и о.                                                                   |
|                       | мешкообразные                    |                                                                           | О. покровных и к. отложений в подземную к. полость                            |
|                       | К. останцы                       | К.-эрозийные                                                              | С. с выносом материала в подземные к. полости                                 |
|                       | К. мосты, арки                   | поля                                                                      |                                                                               |
|                       | Донгасы                          |                                                                           |                                                                               |
|                       | К. котловины, поля               | К.-суффозионные                                                           |                                                                               |
|                       | К. колодцы, шахты, пропасти      | провальные шахты                                                          |                                                                               |
|                       |                                  | Провальные воронки                                                        |                                                                               |
|                       | Закарстованные трещины           | К. суффозионные                                                           |                                                                               |
|                       | К. пещеры, каналы <sup>2</sup>   | каналы и полости                                                          |                                                                               |

<sup>1</sup> Принятые сокращения: к. — карстово, карстовые, р. — растворение, э. — эрозия, о. — обрушение, п. — просадка, в. — выветривание, с. — суффозия.

<sup>2</sup> И другие средние и большие подземные полости.

**Распределение некоторых аккумулятивных образований в карстовых формах  
по гидродинамическим зонам**  
(по Г. А. Максимовичу (1953) с позднейшими дополнениями)

| Гидродинамическ<br>е зоны карста                               | Автохтонные образования                                                                                                                                                                                                       |                                                                                                                                      | Аллохтонные<br>образования                                                                                                                                                                                                                                                                                            |
|----------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                                                                | химические                                                                                                                                                                                                                    | механические                                                                                                                         |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |
| Поверхностной<br>циркуляции                                    | Нерастворимый<br>остаток<br>карстующихся пород,<br>выполняющий<br>трещины, борозды                                                                                                                                            | Карстовый щебень<br>(карровые камни),<br>выполняющий<br>карстовые ложбины,<br>овраги                                                 | Делювиальные,<br>аллювиальные,<br>органогенные и<br>другие отложения,<br>выполняющие<br>поверхностные<br>карстовые углубления                                                                                                                                                                                         |
| Вертикальной<br>нисходящей<br>циркуляции                       | Нерастворимый<br>остаток в карстовых<br>воронках, колодцах,<br>шахтах,<br>вертикальных<br>пещерах                                                                                                                             | Каменные осыпи на<br>дне карстовых<br>воронкок, колодцев,<br>шахт, вертикальных<br>пещер в результате<br>обрушения стенок            | Обломочный и<br>органогенный<br>материал,<br>принесенный в<br>карстовые воронки,<br>колодцы, плахты и<br>вертикальные пещеры                                                                                                                                                                                          |
| Переходная и<br>горизонтальной<br>циркуляции после<br>осушения | Капельники верхние<br>(сталактиты), нижние<br>(сталагмиты),<br>колонны и другие<br>натечные формы,<br>оолиты, конкреции,<br>кристаллы,<br>карстовые пленки<br>озер и<br>нерастворимый<br>остаток (элювиальная<br>глина) пещер | Каменные осыпи в<br>результате<br>обрушения стен и<br>сводов карстовых<br>полостей. Гипсовая и<br>известковая галька<br>пещерных рек | Обломочный и<br>органогенный<br>материал,<br>принесенный с<br>поверхности через<br>карстовые воронки,<br>попоры и органые<br>трубы (земляные<br>осыпи). Органические<br>и культурные остатки,<br>лед, минералы<br>различного<br>происхождения<br>(гидротермы и др.),<br>выполняющие<br>карстовые пустоты<br>этой зоны |
| Сифонной<br>циркуляции                                         |                                                                                                                                                                                                                               | Продукты обрушения<br>кровли сифонных<br>каналов, частично<br>окатанные                                                              | Галька, песок, глина и<br>др. образования,<br>принесенные с<br>поверхности через<br>карстовые воронки и<br>попоры                                                                                                                                                                                                     |
| Поддолинной<br>(подрусловой)<br>циркуляции                     |                                                                                                                                                                                                                               | Известковая и<br>гипсовая галька<br>потоков                                                                                          | Галька, гравий, песок,<br>глина и др. продукты,<br>принесенные через<br>воронки, попоры и др.<br>каналы, постепенно<br>заполняющие<br>поддолинные полости                                                                                                                                                             |
| Глубинной<br>циркуляции                                        | Кристаллы кальцита<br>в кавернах                                                                                                                                                                                              |                                                                                                                                      |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |

в результате разрушения карстующихся пород в течение длительного геологического времени. Эти автохтонные карстовые отложения возникают в различных зонах циркуляции как химическим путем за счет растворения, так и отчасти механическим — при обрушении (карстовая брекчия). Карстовая мука и песок возникли, главным образом, в зонах горизонтальной и глубинной циркуляции, а карстовая брекчия в первой из них и в зоне вертикальной нисходящей циркуляции.

### Карры, или шратты

Если карстующиеся горные породы — известняки, доломитизированные известняки, мраморы, гипсы и каменная соль — выходят прямо на поверхность земли, стекающие по ним и поглощаемые трещинами дождевые и талые снеговые воды, растворяя их, образуют разнообразные разведенные водой трещины, бороздки, ка-нальчики, отверстия, небольшие лунки и другие углубления. Они бывают разделены гребнями. Это карры, или шратты.

Глубина борозд может колебаться от нескольких сантиметров до 1—2 м и более. Борозды располагаются параллельно друг другу, иногда неправильно, ветвятся, сливаются. Гребни, разделяющие борозды, то имеют острые вершины, то разделяются на отдельные острые зубцы или являются широкими и округленными.

Горная порода, захваченная процессом каррообразования, в конечном итоге, распадается на отдельные глыбы, куски и щебенку, превращаясь в карстовый щебень или карстовые камни. С этого момента карстообразование усиливается, физико-механическое разрушение породы протекает интенсивнее и образуется ложбинка — конечная форма каррообразования. В эту ложбинку увеличивается сток воды.

В условиях голого карста на поверхности известняков образуются покрытые каррами участки или карровые поля. В областях, где развит покрытый карст, карры встречаются чаще на значительных высотах или на крутых склонах, там, где горные породы наиболее обнажены.

На процесс каррообразования и форму карр влияют состав пород, присутствие тектонических трещин и трещин динамометаморфизма, трещин выветривания, механическое выветривание, растительный покров и гумус.

Особенно сильно и типично карры развиваются в чистых известняках. При большой примеси нерастворимого остатка карровые борозды заполняются элювием, и развитие карр может прекратиться. Если каррообразование продолжается под корой выветривания, то форма карр меняется, гребни становятся округлыми.

Как мы уже указали, карры развиваются и при наличии растительного покрова. П. Якуч (1956) показал для карстовых районов

Венгрии (Аггтелек, горы Бюкк, Йошкафе), что корни высших растений и почвенные микроорганизмы являются важным фактором образования карр. Известняки корродируются органическими кислотами. Образуются карры в виде лунок, дырочек и других, часто округлых, форм. Эти формы, обусловленные биохимической коррозией, могут быть оголены вследствие уничтожения растительного покрова.

Под влиянием растительности, гумусовых кислот и физического выветривания карры часто, теряют свою типичность. Гребни их распадаются на отдельные глыбы и обломки — карровые камни. Такие поверхности, покрытые известняковым карстовым щебнем, можно наблюдать во многих местах крымских яйл (А. А. Крубер; 1915).

Карры встречаются на самых разнообразных высотах — от уровня моря и до высокогорных областей вечного снега и ледников. В высокогорных областях, где карстующиеся породы находятся вблизи снеговой линии и значительную часть года покрыты снегом, важную роль в образовании карр играют богатые углекислотой талые снеговые воды. В областях, лежащих ниже, основную роль играют дождевые воды.

Известны карры на морских побережьях и коралловых островах. Располагаясь в полосе прибоя, они образовались в результате растворяющего действия дождей и морской воды. Такие карры имеются в известняках на Каспийском побережье близ Махач-Калы, в береговых известняках Австралии, на коралловых островах Тихого и других океанов.

Карры свойственны всем растворимым в воде горным породам. Наиболее распространены и хорошо изучены они в известняках. Особенно ярко проявляются там, где выпадает много осадков, а почвенный покров с известняков (и гипсов) совсем удален. Подобная обстановка имеет место в тропических странах. Здесь поверхности известняков изъедены лабиринтом, борозд, между которыми возвышаются гребни высотой до 0,5 м и более. Иногда гребни расчленены поперечными углублениями на острые зубья, торчащие наподобие штыков, делающих такие участки совершенно непроходимыми. Подобные карры имеются на севере Австралии, в Индонезии, Индокитае, на острове Куба и в других карстовых районах. При большом количестве осадков карры можно встретить и на участках, занятых тропической растительностью.

Типичные карровые поверхности представляют собой безжизненные каменистые пустыни. Выпадающие здесь осадки быстро поглощаются трещинами и многочисленными отверстиями (рис. 5, IV).

Если осадков мало, но они ливневого характера, то образуются карры относительно малых размеров. Углубления на поверхности известняков и в особенности гребни измеряются в этих случаях



большей частью единицами сантиметров. Такие карры отмечены в Горном Крыму на яйлах, на Кавказе в районе Гагр и в других карстовых областях.

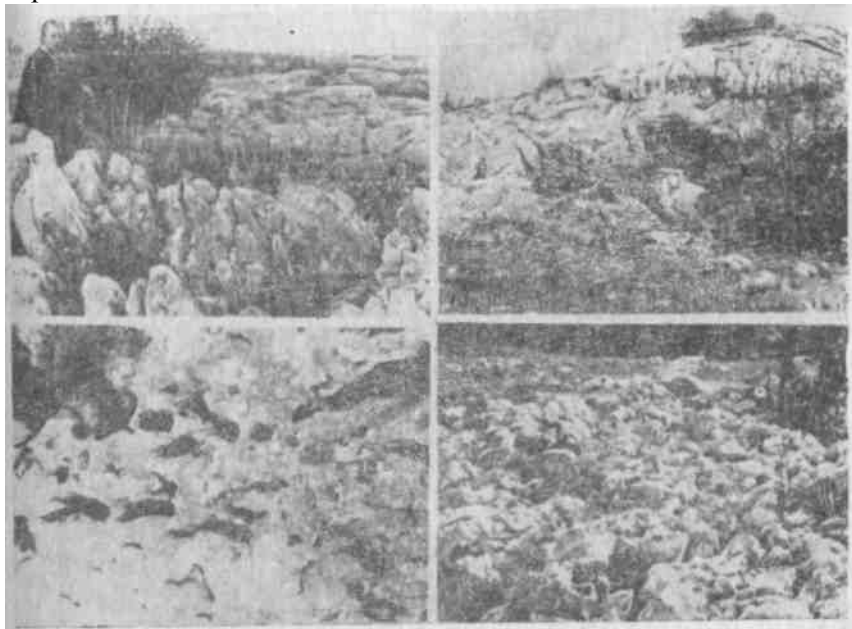


Рис. 5. Карры крымского карста. Чатырдаг (фото Г. А. Максимовича).

I — Карровые бороздки, II — карровые желобки на скале карстовой воронки,

III—карры-луночки, IV — карровое поле.

В Крыму на Айпетринской, Чатырдагской яйлах, на Кавказе в районе Гагр и в Южнoсловацкой карстовой области автор наблюдал следующие пять основных разновидностей карр:

1). Трещины — слабо разъеденные растворяющим действием воды. Это могут быть трещины напластования, тектонические, выветривания и другие. Расширенная коррозией часть трещин обычно выклинивается на глубине один-два метра. В зависимости от того, какие трещины были расширены, ориентировка их может быть параллельная (трещины напластования), в двух основных направлениях (трещины тектонические), беспорядочная (трещины выветривания).

2). Бороздки — более сильно разъеденные трещины, которые также заканчиваются на небольшой глубине. Ориентировка их зависит от трещин, в результате расширения которых они образовались (рис. 5, I).

3). Желобки — могут образоваться как в результате дальнейшей коррозии трещин, так и при преобладающей роли поверхностной эрозии. Они развиваются на более наклонных поверхностях вершин, карстовых воронок (рис. 5, II), колодцев, шахт. Вода здесь стекает по наибольшему наклону. Такие эрозионные желобки могут развиваться и не по трещинам.

4). Луночки и небольшие отверстия (рис. 5, III). Они имеют обычно округлую, овальную или неправильную формы и замыкаются на небольшой глубине или соединяются между собой. Замыкающиеся формы лунок, как и другие карры, переходят в волосные трещины. Мы уже указывали, что в некоторых районах эти округлые углубления и отверстия зарождаются в результате биохимического растворения известняков корнями растений.

5). Ложбинки — представляют собой конечную стадию кар-рообразования. Они могут иметь округлую, овальную или неправильную форму, в поперечнике достигать нескольких метров, причем глубина в несколько раз меньше диаметра.

Дальнейшее развитие ложбинок может идти двумя путями. При заполнении глинистыми продуктами карстообразования в ложбинке угасает. В случае скопления в ложбинке крупного материала в виде карстовых камней и щебня она при дальнейшем водопоглощении может превратиться в понор.

По А. А. Круберу (1955), в Крыму карровые поля занимают центральную и восточную части Караби-Яйлы, а также значительную площадь второй средней террасы Чатырдага. Многие участки Караби-Яйлы представляют дикие каменистые поля, лишенные растительности. Карры, имеющие вид рытвин, дыр, трещин, покрывают склоны воронок, пространства между воронками и даже отвесные стенки естественных шахт.

На северном склоне Чатырдага встречаются карры несколько другого типа. Они представляют собой ряд очень глубоких рытвин или каналов, идущих сначала параллельно друг другу, а затем сливающихся между собой. В некоторых местах наряду с продольными рытвинами, параллельными склону, встречаются и поперечные.

В Западном Закавказье на Арабике карры выражены менее резко. Известняки Арабики разбиты рядом параллельных трещин. Поперечные трещины представляют собой карровые рытвины. Очерчены они резче, но встречаются не в такой изобилии, как на яйлах Чатырдага и Караби. Карры развиты в известняках Альп, в Динарской карстовой провинции, во французских коссах, Юре и многих других карстовых областях.

Карры в гипсах, обычно слабо развитые, описаны на склонах долин в Пермской области (Г. А. Максимович, К. А. Горбунова, 1958). Имеются они в карьерах около Парижа и в других районах.

Карры в соли подробно изучены А. И. Дзенс-Литовским (1940, 1957) и С. М. Кореневским (1956), причем не только для природных выходов каменной соли, но и для ее разработок. Карры в соли описаны для Кулябского района в Средней Азии и Закарпатья. Известны они и для соляной скалы Джельфа в Северной Африке, для соляных куполов Ирана и многих других районов соляного карста.

Карры имеются и в донных отложениях озер. Здесь карст развивается в рапе, в соли, перекрытой песком, а в сухих озерах — во временной рапе. Влагоемкость и быстрая растворимость соли способствует интенсивному проявлению карста, который возникает не только за счет атмосферных осадков, но и вызывается подоцерными и околоозерными подземными и поверхностными водами.

А. И. Дзенс-Литовский (1957) карры в соли назвал «соляная рябь, соляные блюдца, соляные желобки».

В соляных озерах есть и специфические положительные формы, которые, однако, нельзя отнести к каррам, так как они образованы не растворением, а выпадением из раствора. Это «соляные грибы и соляные шишки».

А. С. Барков (1938) описал в карьерах белого писчего мела в районе Белгорода углубления до 1—1,5 м, покрытые тонким плащом палеогеновых отложений. Он считал их каррами прикрытого карста. Вообще карры для карста мела не характерны (Г. А. Максимович, 1957).

В районах известнякового карста в каррах может скопиться снеговая вода, а мелкие трещинки и волосные каналцы могут обуславливать также конденсацию паров атмосферной влаги. Эти воды, так же как и осадки, растворяя известняки, способствуют дальнейшему росту карр (И. К. Зайцев, 1940).

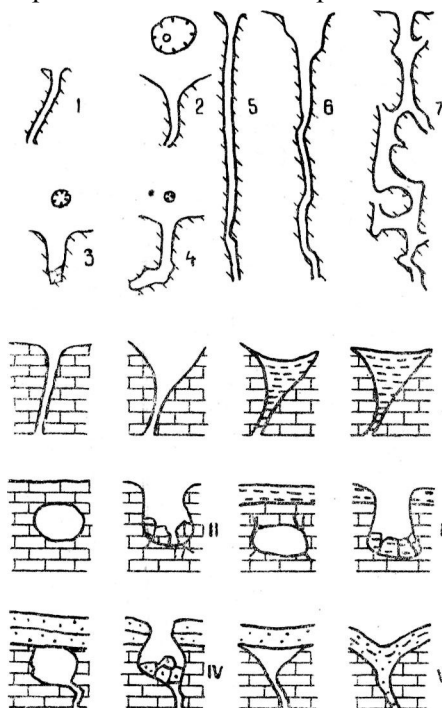
## Поноры

В зоне вертикальной нисходящей циркуляции на закарстованной поверхности наблюдаются разнообразные поноры, поглощающие воду и отводящие ее в глубину карстового массива. Это неотъемлемый элемент морфологии карстового ландшафта. В голом и задернованном карсте поноры представлены отверстиями, а во многих остальных типах они могут быть скрыты под наносами и поглощать фильтрующуюся через них воду.

И. К. Зайцев (1940) под понорами подразумевает каналы или полости любой формы, временами или постоянно поглощающие воду и отводящие ее на глубину.

В карстоведческой литературе укоренилось другое морфологическое толкование понятия понора. Собственно поноры — это небольшие

отверстия или группы расширенных трещин, как обнаженные, так и скрытые под водопроницаемыми отложениями. Поноры бывают трех типов: поноры-щели или щелевидные, цилиндрические или колодцеобразные и воронкообразные. Поперечник колодцеобразных и воронкообразных понор обычно не превышает 0,6—1 м. Если диаметр понора таков, что в него может проникнуть человек, то это уже следующая стадия генетического ряда форм рельефа, образующихся при поглощении поверхностных внеусловных других вод в верхней части зоны вертикальной нисходящей циркуляции. Из воронкообразных понор развивается воронка, а при соответствующих условиях даже карстовая котловина. Из цилиндрических или колодцеобразных понор развиваются карстовые колодцы. При многократном поднятии района и



углублении, расширении карстового колодца последний превращается в карстовую шахту. Карстовые шахты с очень широкими отверстиями называются пропастями. Как будет показано далее, карстовые колодцы, шахты и пропасти могут возникнуть не только за счет расширения понор коррозией, эрозией, выветриванием и обрушением стенок, но и другими путями.

Как поноры, так и образующиеся из них колодцы, шахты, пропасти, а также карстовые воронки, отличаются друг от друга не только формой и размерами, но и положением в зоне вертикальной нисходящей циркуляции.

Рис. 6. Различные карстовые формы. Поноры: 1—колодцеобразный или цилиндрический, 2—воронкообразный. 3—Карстовый колодец. 4—Карстовый колодец, переходящий в пещеру. 5—Карстовая шахта. 6—Карстовая пропасть. 7—Вертикальная пещера. Образование и развитие воронок: I—коррозионной в голом карсте, II—провальной в голом карсте, III—провальной при наличии покровных отложений, IV—коррозионно-провальной, V—коррозионно-просадочной.

Поноры-щели возникают в результате расширения трещин коррозией и эрозией. Они широко развиты в областях голого карста, а под покровом, вероятно, и в карсте русского и средневропейского типов. Когда на поверхности за счет периодического стока внеусловных вод одна из щелей постепенно расширяется, может образоваться колодцеобразный или конусообразный понор.

Колодцеобразные поноры обладают поперечным сечением в виде многоугольника или круга (рис. 6, 1). Поперечник их во много раз меньше глубины. По мнению И. К. Зайцева (1940), по форме понор можно судить о их возникновении. При поперечном сечении неправильной остроугольной формы поноры развиваются на пересечении нескольких крупных трещин кливажа; овальные в большинстве случаев приурочены к одной трещине, круглые — к системе мелких трещин выветривания в местах наибольшей разрушенности известняков и гипсов.

Одно из первых описаний колодцеобразных цилиндрических понор принадлежит И. И. Лепехину, который в 1770 г. в Курманаевской пещере в Башкирии наблюдал две трубы. На этом участке пещеры было так светло, что не требовались свечи. Автор наблюдал колодцеобразные цилиндрические поноры диаметром 30—40 см в гипсовых карьерах на северной окраине г. Кунгура-Стенки одного из них имели очень своеобразные горизонтальные полосчатые формы выщелачивания.

Воронкообразные поноры возникают как из щелевидных, так и из колодцеобразных понор (рис. 6, 2). Они чаще всего наблюдаются на заиленном дне карстовых воронок. Имеются они и в голом карсте. При длительном стягивании поверхностных вод в один колодцеобразный понор верхняя часть его становится воронкообразной. Как уже указывалось, обычно эти поноры при дальнейшем расширении превращаются в коррозионные карстовые воронки.

Принесенные водой крупные обломки, галька, песок и глина могут заполнить устье понора. Тогда вместо зияющего открытого понора образуется закрытый, у которого отверстие скрыто наносами. Вода в него уже не стекает потоком, а только просачивается через наносы. Если устье понора заполнится глиной, которая не пропускает воду, то это будет заиленный, прекративший поглощение понор.

В Пермской области поноры бывают обычно не глубже 2—3 м при поперечнике 10—15—20 см и более. Такие поноры наблюдались нами в известняках и гипсах в Кунгурском районе. В Кордонском карстовом районе они обнаруживаются в песчаниках, покрывающих гипсы.

### **Карстовые колодцы**

Вертикальные колодцеобразные каналы с поперечником более 1 м, или, точнее, такие, куда может проникнуть человек, мы предлагаем относить к карстовым колодцам. Глубина колодцев обычно более 10 м (рис. 6, 3).

В поперечном сечении они бывают округлые, овальные, многоугольные и другие. Нижним пределом колодцев мы предлагаем считать 20 м. Это обычная наибольшая глубина копаных колодце для водоснабжения.

Однако не это соображение побудило нас ограничить глубину колодцев двадцатью метрами. Колодцы — это формы, связанные с зоной вертикальной нисходящей циркуляции карстовых вод, соответствующие одному этажу карста. Для платформ это обычно 20—30 м. Как уже указывалось, образуются колодцы путем расширения каналов цилиндрических понор за счет выщелачивания известняков и гипсов, эрозии и, частично, обрушения подмытых выступов на стенках. Колодец может кончаться несколькими трещинами. В некоторых случаях он переходит в расширение — подземный грот (рис. 6, 4). Это уже будет простейшая вертикальная пещера. Карстовых колодцев много в гипсах в бывшем Пермско-Сергинском районе. Типичные коррозионные колодцы сравнительно редки в Пермской области. Это объясняется значительной древностью карста. Многие колодцы, особенно в гипсах, превратились в воронки. В районе Гагр, в Гагринском хребте, на вершине массива Арабика имеется ряд колодцев-трещин, заполненных снегом. Они образованы за счет растворения движущимися по вертикали талыми снеговыми водами. Подобные колодцы, заполненные снегом, автору приходилось наблюдать в 1948 г. на вершине Мамздышки в том же Гагринском районе. Кроме коррозионных карстовых колодцев, образующихся из понор, существуют и провалы.

### **Карстовые шахты и пропасти**

Карстовые шахты обычно образуются в зоне вертикальной нисходящей циркуляции из колодцеобразных понор и колодцев. Поднятие страны сопровождается углублением колодцев и возникновением шахт. В результате многократных поднятий, чередующихся с периодами замедления или даже опускания, образуются карстовые шахты и вертикальные пещеры (рис. 6, 7). Этапы замедления поднятия документируются в виде горизонтальных каналов былых зон горизонтальной циркуляции, отходящих от шахт. В поднимающемся карстовом массиве, где природная шахта стягивает все большие массы поглощаемых атмосферных осадков, новые поднятия естественно сопровождаются углублением их.

Карстовые шахты автор делит по глубине на: глубочайшие — больше 1 000 м, очень глубокие — 1000—500, глубокие — 500—250, обычные — 250—50 и неглубокие — 50—20 м.

Шахты с очень расширенным устьем, имеющим поперечник в десятки метров, называются пропастями (рис. 6, 6). Морфологически шахты очень разнообразны. Они бывают с почти вертикальным стволом, со спиральным, двухствольно разветвляющиеся, многоэтажные и многие другие. Шахты могут иметь один ствол (рис. 6, 5) ствол с разветвлением (рис. 6, 7), два ствола и т. д. Шахта Звонница в Словакии переходит в горизонтальный тоннель.

Имеются формы, переходные между карстовыми шахтами и вертикальными пещерами.

Обычно выделяют два типа карстовых шахт: коррозионные и провальные (Э. А. Мартель, 1908). В зависимости от характера движения и состава образовавших их вод, автор различает четыре основных типа карстовых шахт, которым он дал названия. Это карстовые шахты:

1. Коррозионные, возникшие за счет вод зоны вертикальной нисходящей циркуляции, — трещичский тип.

2. Провальные, возникшие над пустотами, созданными водами зоны горизонтальной циркуляции, — бреховский тип.

3. Провальные, возникшие над пустотами, созданными восходящими минеральными и термальными водами, — пятигорский тип.

4. Коррозионные, образованные напорными водами зоны вертикальной восходящей (сифонной) циркуляции, — цериккельский тип.

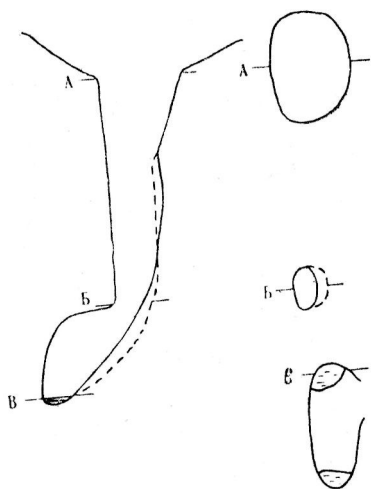
Из трех с лишним тысяч карстовых шахт и вертикальных пещер, по мнению Э. А. Мартеля, большая часть принадлежит к первому типу. Хотя в их возникновении преобладающую роль играет корродирующее действие вод зоны нисходящей вертикальной циркуляции, однако это — только ведущее звено в сложном комплексном процессе образования карстовых шахт и вертикальных карстовых пещер. Из многих других факторов можно указать механическое воздействие вод (эрозия), выветривание и силу тяжести. Выходящее на дневную поверхность отверстие карстовой шахты сообщает ее с наземной атмосферой. В шахте происходит подземное выветривание, которое усиливается наличием углекислоты, А. А. Геденовым (1947) углекислота установлена во многих шахтах Крыма. Отделенные трещинами выветривания участки стенок обрушаются под влиянием силы тяжести.

Трещичский грот около Триеста, имеющий глубину 321—329 м, считался наиболее глубоким. Эта естественная шахта и пещера была изучена в 1840—1841 гг. Линдером, на что он потратил 11 месяцев. Только в 1925 г., также около Триеста, на юго-восток от него, близ Распо, была изучена попоасть Бертарелли, по-итальянски

Грота деля Марна. При исследовании ее погибло два человека, а восьмерых удалось спасти лишь после пребывания их на дне пропасти более двух суток. Экспедиция достигла глубины 450 м, а далее тоннель уходил под уровень карстовых вод. За тридцать лет, прошедших после спуска в пропасть Бертарелли, называемую сейчас Закайна Яма, открыто много глубоких карстовых шахт. В июле 1955 г. девять членов клуба подземных туристов французского города Гренобля обследовали в горах Беркор на известняковом плато Сорнэн систему подземных полостей Берже. Была достигнута глубина 1000 м, куда один из участников экспедиции спустился на веревке. Дальше путь был прегражден подземным потоком, сильно разбухшим после дождей. Подъем на поверхность длился два дня. Одному из группы исследователей перебило ногу свалившимся сверху обломком. В настоящее время пропасть исследована до глубины 1128 метров.

Бреховский тип — это провальные карстовые шахты. Такие шахты образуются значительно реже. Назван он по описанной нами провальной карстовой шахте в районе с. Брехово Пермской области (Г. А. Максимович и Л. А. Шимановский, 1956).

15 июля 1953 г. на дне чашеобразной овальной воронки, имевшей в поперечнике 23 м. произошел провал. Нам удалось посетить его в августе (рис. 7). Это была карстовая шахта глубиной 45 м с южной почти отвесной стенкой и северной более пологой. Диаметр шахты в верхней части достигал 10 м. По звуку



всплеска воды, который слышался при сбрасывании камней, можно было догадаться, что на дне шахты находится подземное озеро. Увидеть его удалось только через год. 28 июля 1954 г. группа участников экспедиции Пермского университета на веревках спустилась на дно шахты. Южная более крутая стенка на глубине 28 м обрывалась и переходила в нишу, на дне которой было два небольших озера. Их разделяла осыпь из глыб известняка, обвалившихся со свода. В 1953 г., когда этой осыпи еще не имелось, здесь было, по-видимому, одно озеро.

Рис. 7. Бреховский провал 1953 г. Вертикальный разрез; А, Б, В — горизонтальные разрезы. Сплошная линия — состояние в июле 1954 г.; прерывистая — в августе 1953 г.



Третий раз нам удалось посетить данный район в августе 1956 г. Дождевые и талые снеговые воды снесли в шахту материал со стенок, вследствие чего глубина ее стала меньше, а поперечник увеличился. Ниша с двумя озерками исчезла. Шахта превратилась в карстовую воронку.

Пятигорский тип назван по одноименному провалу. Эта очень своеобразная шахта Кавказа находится на горе Машук в г. Пятигорске. Провал посещали А. С. Пушкин, М. Ю. Лермонтов и Л. Н. Толстой. Он описан в повести М. Ю. Лермонтова «Княжна Мери». Сейчас тысячи трудящихся, лечащихся на Кавказских Минеральных водах, и туристов ежегодно посещают его. Это удобно сделать, так как горизонтальный тоннель длиной 43,8 м, пробитый в 1858 г., ведет в глубь горы.

Провал представляет карстовую шахту глубиной 41 м. Он ведет в пещеру, имеющую в поперечнике до 15 м. В юго-западной части ее находится небольшое озеро с сине-зеленой водой, глубиной до 10 метров.

Провал известен давно. У местных народов он имел дурную славу. Одни думали, что в нем живет крылатый огнедышащий змей, вылетающий по ночам и пожирающий людей. Другим он казался жерлом потухшего вулкана. Во время Кавказской войны жертвы стычек русских с горцами сбрасывались в Провал.

Во времена Лермонтова, когда тоннеля еще не было, любители сильных ощущений покрывали отверстие провала досками и устраивали танцы над «адской бездной». Другие с помощью каната спускались в корзине на дно и купались в озере, вода которого считалась целебной.

Первым попытался исследовать Провал русский академик П. С. Паллас. Он в 1793 г. ползком приблизился к краю и описал провал. В то время на дне было видно два озера — большое и малое, которые соединялись узким проливом. В 1857 г. Провал уже был изучен специальным отрядом, в который входили ученые, офицеры, топографы и землемеры. Они определили размеры и происхождение Провала, температуру, состав воды и глубину озера.

Пятигорский провал образовался так. По трещинам в известняке на южном склоне горы Машук циркулировала вода, имевшая температуру 26—42°. Вода была насыщена сероводородом и углекислотой. От растворения образовалась подземная полость. Когда свод этой пустоты стал тонким, он обвалился. Образовался провал с озером на дне, который и видели П. С. Паллас, М. Ю. Лермонтов и другие. Только после проведения тоннеля в 1858 г. Провал стал доступен и приобрел современный вид.

Карстовая шахта озера Церик-Кель образована восходящими водами. Озеро имеет глубину 258 м. Оно описано И. Г. Кузнецовым (1928). Поднимавшиеся по трещине воды выработали канал, верхняя часть которого является расширенной. Длина и ширина

шахты-озера в 1,5 и 3 раза меньше его глубины. Из озера вытекает ручей, расход которого ( $0,9 \text{ м}^3/\text{сек}$ ) и температура воды ( $9^\circ, 3 \text{ C}$ ) отличаются большим постоянством. Последняя значительно выше среднегодовой температуры воздуха окружающего района. Вода озера поразительно прозрачная, голубовато-зеленая, со слабым запахом сероводорода. Сухой остаток воды составляет 1,248 гл. Ежедневно в переводе на плотный известняк источник выносит, по подсчетам И. Г. Кузнецова, около  $35\text{—}50 \text{ м}^3$  породы. Вода поднимается только снизу. Никаких притоков озеро не принимает (Д. В. Рыжиков, 1954). По последним данным, дебит ручья, вытекающего из озера Церик-Кель, составляет до  $6\text{—}8 \text{ м}^3$  в сек (Г. Н. Каменский, М. М. и Н. И. Толстихины, 1959).

В СССР до последнего времени карстовые шахты были плохо изучены. Они известны в Горном Крыму на яйлах и на Кавказе. На Караби-Яйле есть несколько таких шахт. Две из них, Орта-Кош и Фасса, являются совершенно вертикальными углублениями, на дне которых почти круглый год сохраняется снег. Некоторые шахты начинаются в больших карстовых воронках. На Караби-Яйле шахта Монастырь-Чокрак на поверхности представляет воронку с поперечником в  $75\text{—}100 \text{ м}$  с довольно крутыми стенками, которые переходят в две вертикальные ямы глубиной  $92 \text{ м}$ , разделенные каменной перемышкой. Глубина шахт (вместе с воронкой)  $114\text{—}118 \text{ м}$ . Шахта Кара-Мурза имеет глубину  $84 \text{ метра}$ . На Кавказе известен ряд карстовых шахт. В последнее время подземные туристы Крыма и Москвы исследовали много карстовых шахт Горного Крыма. В одной из них достигнута глубина  $246 \text{ метров}$ .

Глубочайшие карстовые шахты, пропасти и другие полости. В настоящее время известно 55 таких карстовых полостей, имеющих глубину  $300 \text{ м}$  и более (Г. Триммель, 1959).

|                                                       | Глубина, м |
|-------------------------------------------------------|------------|
| 1. Пропасть Берже (Изер, Франция)                     | 1128       |
| 2. Антро ди Корчия (Италия)                           | 838        |
| 3. Пропасть Пьер Сан-Мартен (Нижние Пиренеи, Франция) | 738        |
| 4. Гротта Пиаджа Белла, или пропасть Каракас (Италия) | 689        |
| 5. Пропасть Пьер (Пиренеи, Франция)                   | 657        |
| 6. Снежна (Польша)                                    | 640        |
| 7. Дан де Кроль (Изер, Франция)                       | 603        |
| 8. Ану Биссуй (Джурджура, Алжир)                      | 539        |
| 9. Гельдлох (Австрия)                                 | 524        |
| 10. Флидермаузхеле (Австрия)                          | 517        |
| 11. Пещера-пропасть Шеврие (Швейцария)                | 504        |
| 12. Пропасть Каладер (Нижние Альпы, Франция)          | 487        |
| 13. Сплюга делла Прета <sup>1</sup> (Верона, Италия)  | 476        |
| 14. Гротта Гуджлельмо (Комо, Италия)                  | 452        |

<sup>1</sup> Вначале указывалась глубина  $637 \text{ м}$ , позднее  $594 \text{ м}$  контрольные измерения спелеологов Вероны в августе 1958 показали только указанную глубину.

|                                                                     |        |
|---------------------------------------------------------------------|--------|
| Ч. 1-я. Условия образования и морфология карста                     | 101    |
| 15. Закайна Яма (пропасть Бертарелли, Югославия)                    | 450    |
| 16. Ландштайн-Тропфштайнхеле (Австрия)                              | 450    |
| 17. Пропасть Хенн-Морт (Верхняя Гаронна, Франция)                   | 446    |
| 18. Танталова пещера <sup>1</sup> (Австрия)                         | 440    |
| 19. Готовз (ранее пропасть Фредерико Прец, Югославия)               | 420    |
| 20. Пещера-пропасть Лгаир (Дром, Франция)                           | 113    |
| 21. Пропасть Пети Сен Кассиен (Вар, Франция)                        | 410    |
| 22. Пещера. Аспризенвельт (Австрия)                                 | 407    |
| 23. Пропасть Раймонд Гаше (Италия)                                  | 402    |
| 24. Пещера Хельлох (Швейцария)                                      | 400    |
| 25. Тани о Кошон (Савойя, Франция)                                  | 400    |
| 26. Нидленлох (Швейцария) <sup>2</sup>                              | 394    |
| 27. Гротта делле Тессаре (Италия)                                   | 380    |
| 28. Пещера Де Сер (Двух сестер; Изер, (Франция)                     | 376    |
| 29. Шахта 38 (Австрия)                                              | 375    |
| 30. Харвуд Хол (Новая Зеландия)                                     | 369    |
| 31. Язбен (ранее Абиссо ди Верко; Словения, Югославия)              | 365    |
| 32. Неффс Кэв (Юта, США)                                            | 361    |
| 33. Пропасть Пертуи (Франция)                                       | 350    |
| 34. Изворул Тэушоарелор (Румыния)                                   | 340    |
| 35. Посо Прието (Куба)                                              | 340    |
| 36. Грот Биоле (Изер, Франция)                                      | 338    |
| 37. Хабечков Брезен (ранее Абиссо ди Монтенеро; Словения Югославия) | 336    |
| 38. Шахта Жан Нуво (Воклюз. Франция)                                | 335    |
| 39. Шурум де Роби (Франция)                                         | 331    |
| 40. Требичский грот Приест, Италия)                                 | 329    |
| 41. Карлсбадская пещера (Нью-Мексико, США)                          | 328    |
| 42. Ларсхуллет (Норвегия)                                           | 326    |
| 43. Аненшахт (Австрия)                                              | 320    |
| 44. Марборе (Арагон, Испания)                                       | 320    |
| 45. Тана делл Уомо Сельватико (Тоскана, Италия)                     | 318    |
| 46. Пропасть Коль Ширленико (Югославия)                             | 316    |
| 47. Дахштейнская Мамонтова пещера (Австрия)                         | 315    |
| 48. Пропасть Саркотич (Югославия)                                   | 310    |
| 49. Вахушти (Кавказ, СССР)                                          | 307(?) |
| 50. Фриуато (Марокко, Африка)                                       | 305    |
| 51. Качиа Яма (Югославия)                                           | 304    |
| 52. Пропасть Слива (Югославия)                                      | 303    |
| 53. Пропасть Мартель (Арьез, Франция)                               | 303    |
| 54. Гротта Скондурава (Италия)                                      | 302    |
| 55. Охсенкартштахт (Австрия)                                        | 300    |

Интенсивные спелеологические исследования все время пополняют наши сведения о глубочайших карстовых полостях. Публикуемые данные вероятно скоро потребуют значительных изменений. В частности в приведенном списке нет пропасти Раймонды (Верхняя Гаронна, Франция), имеющей глубину 492 метра.

<sup>1</sup>Н. А. Гвоздецкий в комментариях к книге И. Кастере «Тридцать лет под землей», Географгиз, 1959, стр. 163 указывает глубину более 1000 м. Он был введен в заблуждение С. И. Каселупт, спутавшей горизонтальную длину пещеры с глубиной.

<sup>2</sup>Глубина точно установлена лотом

С 1952 г. произошли следующие изменения в числе известных шахт и пещер с глубинами:

|             | 1952     | 1959             | 1961           |
|-------------|----------|------------------|----------------|
| более 600 м | было 2   | стало 4          | 7              |
| 500—600 м   | « 6      | « 6 <sup>1</sup> | 4 <sup>2</sup> |
| 400—500 м   | « 7      | « 13             | 14             |
| 300—400 м   | « 13     | « 27             | 30             |
|             | <hr/> 28 | 50               | <hr/> 55       |

По странам глубочайшие карстовые шахты и полости распределяются неравномерно. Наибольшее число находится в горах. Около половины их в Альпах, далее следуют Пиренеи и плато Карст. В Северной Америке, Северной Африке, Новой Зеландии, на о. Куба известны пока единичные глубокие пещеры и пропасти. Из перечисленных 49 находятся в Европе, где между Францией, Австрией, Швейцарией, Югославией и Испанией идет своеобразная борьба за обладание наибольшим числом глубочайших шахт.

По данным 1952 г., нами была построена кривая (рис. 8). Она показывает, что шахт и пропастей глубиной 650 м единицы, а наибольшее количество имеет глубины 300 м и менее.

Пропасти и шахты по происхождению Б. Гезе (1953) делит на пять категорий:

1. Тектонические пропасти — образовались в результате расширения водой диаклазов и трещин напластования.

2. Провальные пропасти — возникли над расширенными не глубоко находящимися подземными галереями с водой,

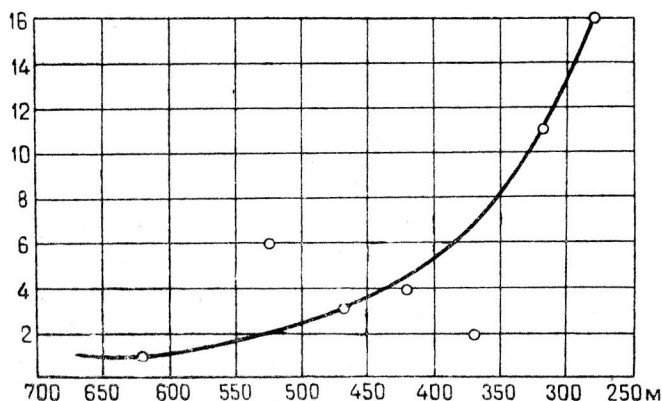


Рис. 8. Зависимость между количеством карстовых шахт и других полостей и глубиной по данным 1952 г.

<sup>1</sup> Уточнение глубины точными промерами.

<sup>2</sup> Две полости изучены на глубину более 600 м.

3. Адсорбирующие пропасти — возникли в результате просачивания вод по трещинам, часто на контакте карстующихся и некарстующихся пород.

4. Пропасти восходящих карстовых вод.

5. Шахты-трубки эквилибристы, извергающие и поглощающие воду по сезонам.

Эти пять категорий он иллюстрирует примерами.

Погребенные колодцы и шахты. В районах, которые претерпели опускание, иногда бурением вскрывают карстовые колодцы и шахты, совершенно заполненные песком или другими отложениями. По сообщению Ю. П. Волнягина, на восточном склоне Урала, на восток от Полтаво-Брединского района, обнаружены такие колодцы и даже шахты глубиной в несколько десятков метров. Они были выполнены третичными отложениями. Это древний мезо-кайнозойский карст, погребенный и не выраженный в рельефе.

В Северо-западной Африке в районе хамад Гир и Дра в горизонтально залегающих закарстованных известняках около Табельбалы обнаружен карстовый колодец, который засыпан песком Ю. Бернар, 1949).

## ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

## КАРСТОВЫЕ ВОРОНКИ, КОТЛОВИНЫ, ПОЛЯ

## КАРСТОВЫЕ ВОРОНКИ

Воронками называются впадины, имеющие блюдцеобразную, чашеобразную, коническую или цилиндрическую форму и образующиеся в растворимых в воде породах. Это наиболее распространенная форма карстового рельефа. В Пермской области на площади 30 тыс. км<sup>2</sup> известно 200 тысяч карстовых воронок. Карстовые воронки установлены для карста известняков, доломитизированных известняков, доломитов, мела, мрамора, гипсов и ангидритов, солей, природной соды. Они встречаются почти во всех карстовых областях.

В западноевропейской литературе воронки известны под названием «долины». Термин этот крайне неудобен, т. к. применяется для эрозионных форм рельефа. В СССР он в настоящее время не употребляется.

Размеры типичных воронок колеблются от 1—2 до 100—200 м в поперечнике. По размерам в поперечнике автор делит карстовые воронки на: небольшие — до 5 м, обычные — 5—25 м, большие — 25—100 м, огромные — более 100 метров.

Форма в плане может быть округлой, овальной, реже неправильной (лопастной), звездчатой и т. д. В профиле воронки бывают конусообразные, чашеобразные, блюдцеобразные, колодцеобразные.

По глубине карстовые воронки можно разделить на мелкие — до 1 м, неглубокие — 1—5 м, обычные — 5—10 м, глубокие — 10—25 м, очень глубокие — более 25 метров.

Размер и форма карстовых воронок зависят от состава карстующихся пород, их трещиноватости, слоистости, а также от местоположения воронок и других факторов.

Наиболее крупные карстовые воронки находятся в чистых разностях карстующихся пород. В начальной стадии они могут обладать крутыми стенками и быть более глубокими. В глинистых разностях воронки конусообразной формы встречаются лишь в юной

стадии. В дальнейшем они быстро заполняются нерастворимыми продуктами и имеют пологие стенки и плоское дно. Например, в чистых известняках крымских яйл (А. А. Крубер, 1915) встречаются глубокие воронки с крутыми, часто скалистыми стенками, в глинистых известняках (Коккоская мульда) наблюдаются блюдцеобразные воронки.

В областях покрытого карста карстующиеся породы скрыты под толщей покровных образований и обнажаются в стенках воронок весьма редко. Покровные образования часто не позволяют видеть истинную форму воронок.

Тектонические нарушения, обуславливающие трещиноватость, благоприятствуют образованию карстовых воронок. Наблюдается приуроченность воронок к трещинам напластования и к дислокационным линиям. Например, наибольшее количество воронок встречается на участках крымских яйл, претерпевших сложные дислокации (А. А. Крубер, 1915). В Кизеловском карстовом районе в зоне Луньевского надвига насчитывается 150 карстовых воронок, образующих четыре карстовых поля. Поля эти вытянуты по простиранию надвига. В воронках обнажаются карстующиеся породы, которые трещиноваты, с зеркалами скольжения, крутыми углами падения. Карстовые воронки здесь крупные, с понорами и пещерными ходами. Воронки вытянуты цепочками и местами, сливаясь, образуют котловины. На 1 км<sup>2</sup> приходится свыше 100 карстовых воронок.

В районе Западного Кизеловского надвига имеется 400 карстовых воронок, образующих пять карстовых полей, определяющих на поверхности земли положение зоны дробления. Воронки конусообразные, овальные глубиной до 10 м, причем половина их глубже 3 м. Поперечники их такие: короткий — 30 м, длинный — 50 м, причем длинная ось совпадает с наклоном рельефа. Воронки осложнены промоинами, вытянутыми по склону. Местами в результате слияния воронок образуются небольшие замкнутые котловины (Л. С. Кузнецова, 1960).

В голом карсте в зависимости от числа трещин, их направления образуются круглые или овальные воронки. На форму воронок влияют также глубина и ширина трещины. Если трещина имеет значительную ширину и глубину, а карстующаяся порода содержит небольшое количество нерастворимых примесей, то первоначально образуется воронка цилиндрической формы. Если трещина мала, она быстро закупоривается нерастворимым остатком и возникает конусообразная или блюдцеобразная воронка.

На форму воронок влияет также слоистость пород; если пласты падают наклонно, то пологая стенка воронки находится по падению пластов, а против падения — крутая и обрывистая. Это можно видеть в ряде областей Кавказа и Урала.

Форма воронок часто зависит от их местоположения. Воронки, находящиеся на ровной горизонтальной или слабо наклонной поверхности,

имеют в большинстве случаев правильную конусообразную или чашеобразную форму с симметричными стенками. Чашеобразные воронки с плоским, часто заболоченным дном встречаются на террасах рек и на водораздельных пространствах, где подземные воды залегают неглубоко или имеется довольно мощный покров четвертичных образований, препятствующий проникновению поверхностных вод вглубь.

Конусообразные воронки, развитые на склонах, часто имеют асимметричные и неровные стенки. Высокая и пологая стенка обычно обращена в сторону тальвега долины, а противоположная является низкой, но более крутой. Асимметричность стенок воронки в некоторых случаях объясняется экспозицией по отношению инсоляции. Стенки, обращенные на юг, более круты. Кроме того, асимметричность стенок может быть в том случае, если воронка находится на границе между различно карстующимися породами или карстующейся и некарстующейся породой.

Распределение воронок различной формы в некоторых карстовых районах Пермской области, по К. А. Горбуновой (1956), в %следующее:

| Район       | Конусообразные | Блюдцеобразные | Чашеобразные | Сложные |
|-------------|----------------|----------------|--------------|---------|
| Кизеловский | 61             | 28             | 9            | 2       |
| Чусовской   | 29,2           | 41,5           | 20,6         | 8,7     |

В Кизеловском районе большая часть воронок расположена в логах и долинах.

В южной части Кизеловского бассейна карстовые воронки различной формы распределяются в зависимости от рельефа следующим образом (табл. 9)

Таблица 9

Распределение карстовых воронок различной формы в зависимости от рельефа  
(южная часть Кизеловского бассейна, по К. А. Горбуновой, 1956)

| Местоположение |                   | Конусообразные | Чашеобразные | Блюдцеобразные | Сложные |
|----------------|-------------------|----------------|--------------|----------------|---------|
| Водораздел     |                   | 39             | 6            | 30             | —       |
| Долины         | На склоне         | 57             | 3            | 13             | 1       |
|                | У подножья склона | 25             | 4            | 18             | —       |
|                | В верховьях       | —              | 4            | —              | —       |
| Лога           | В верховьях       | 27             | —            | 7              | —       |
|                | На склоне         | 62             | 8            | 51             | 5       |
|                | У подножья склона | 34             | 16           | 2              | 1       |
|                | На дне            | 74             | 9            | 27             | 1       |



Дно и стенки воронок, особенно в областях покрытого карста обычно покрыты элювиально-делювиальными образованиями в виде красно-бурых или темно-бурых глин (терра росса). При значительной мощности последних воронка бывает задернована и покрыта растительностью (травой, кустарником, деревьями). При отсутствии или незначительной мощности элювиально-делювиальных образований на дне воронки часто наблюдаются поноры. Скопление глинистых продуктов приводит к заиливанию дна воронки, и оно становится водонепроницаемым. Скопление дождевых или талых снеговых вод превращает такую воронку в озеро. Озера-воронки могут образоваться также в том случае, когда воронка вскрывает неглубоко залегающий водоносный горизонт. Такие озера-воронки часто наблюдаются на террасах рек в районе с. Усть-Кишерть Пермской области. Провальные воронки также часто превращаются в озеро.

В Восточной Сербии в верхних частях речных бассейнов, где карстовые процессы продолжают длительное время и развиваются интенсивнее, карстовые воронки более глубоки. В плане они округлы, а на дне их располагаются естественные колодцы или трещины. В нижних же частях бассейнов, где карст моложе и слабее, воронки менее глубоки. В плане они имеют овальную или продолговатую форму. Дно воронок покрыто остаточной глиной (И. С. Милич, 1954).

В высокогорных карстовых районах в зимнее время воронки наполняются снегом. В некоторых из них снег может сохраняться круглый год или большую часть его. Воронки-снежки описаны А. А. Крубером на крымских яйлах (близ Ай-Петри, на Чатырдаге, на Караби-Яйле) и на Кавказе (массив Арабика близ Гагр).

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КАРСТОВЫХ ВОРОНОК<sup>1</sup>

Многочисленные карстовые воронки имеют различное происхождение. Рассмотрим их генетические типы, возникающие в разных гидродинамических зонах карстовых вод.

### Карстовые воронки зоны вертикальной нисходящей циркуляции

Генетическая классификация карстовых воронок разрабатывалась в основном для средиземноморского типа карста. Отсутствие покрова позволяло здесь довольно легко установить происхождение карстовых воронок. Большая часть их образуется в зоне вертикальной

<sup>1</sup> Первоначально опубликовано: Г. А. Максимович и Л. В. Голубева. Генетические типы карстовых воронок. Доклады АН СССР, т. 87, № 4, стр. 653—655, 1952. Генетическая классификация карстовых воронок. Ученые записки Пермского университета, т. 9, в. 1, стр. 23—37, 1955. Работа переведена во Франции, Румынии, частично в Польше и Чехословакии. Печатается с дополнениями.

циркуляции из понора. Это воронки выщелачивания или коррозионные. Они имеют чаще конусообразную форму и в зависимости от наклона поверхности или элементов залегания карстующихся пород могут быть симметричными или асимметричными (рис. 6, I).

В литературе коническая форма коррозионных воронок обычно объясняется таким образом. В месте выхода на дневную поверхность одной или двух пересекающихся трещин, через которые просачиваются вглубь дождевые или талые воды, образуется углубление. Это углубление, стягивая атмосферные осадки, растет как в глубину, так и в ширину. Вместе с процессом растворения, усиливается и механическое выветривание породы. Продукты выветривания смываются в трещины. Рост воронки одновременно в глубину и ширину продолжается до тех пор, пока трещины не заполнятся нерастворимыми продуктами. С момента заполнения трещины воронка растет быстрее в горизонтальном направлении. Форма ее из колодцеобразной превращается в конусообразную. В случае, когда воронка формируется путем роста понора, стадия воронкообразования начинается с момента возникновения слабо водопроницаемой перемычки на дне. С этого времени понор растет в горизонтальном направлении, ширина его увеличивается, склоны постепенно выполаживаются. Иногда рост колодцеобразной воронки или понора в горизонтальном направлении объясняют тем, что на некоторой глубине залегают менее карстующиеся породы.

Не отрицая роли закупоривания водоотводящих каналов и трещин и литологического состава (различие в растворимости), необходимо указать, что главной причиной является характер действия воды. Атмосферные осадки обладают наибольшей растворяющей способностью тогда, когда они еще не представляют насыщенного раствора. Естественно, что они будут наиболее агрессивны в начале своего пути по поверхности карстующихся пород и на первых десятках сантиметров движения вглубь по вертикали (А. М. Кузнецов, 1947).

Кроме химического воздействия, вода механически разрушает карстующуюся породу. Наибольшее механическое разрушение будет в месте перехода горизонтального движения по поверхности в вертикальное по понору или трещине. Образуется своеобразный «водопад». Отсюда происходит выполаживание уступа (подобно выполаживанию по схеме: водопад — порог — быстрина). С этим связан переход колодцеобразного понора или воронки в конусообразную и далее в блюдцеобразную.

Необходимо учесть также, что химическое растворение и механическое разрушение карстующейся толщи при прочих равных условиях пропорционально количеству протекающей воды. Следовательно, для колодцеобразного понора диаметром в 1 м, имеющего радиус питания стекающими по поверхности осадками 50 м, при

равномерном поступлении со всех сторон, будем иметь на 1 см края понора в 100 раз большее количество осадков, чем на окраине питающего «бассейна».

Образование конических воронок за счет растворяющего и механического воздействия воды было экспериментально подтверждено А. М. Кузнецовым (1947).

Коррозионно-просадочные воронки. В русском, камском (и средневропейском) типах карста выщелачивание происходит под толщей покровных образований. В карстующихся породах, на границе их с покровными отложениями, образуются карстовые воронки. При этом в зависимости от местных условий покров либо постепенно оседает по мере роста воронки, либо внезапно проваливается в образовавшуюся ранее пустоту. В первом случае образуются коррозионно-просадочные воронки. Во втором, когда проваливаются не сами карстующиеся породы, а покровные (более молодые осадочные, речные и элювиальные) отложения — коррозионно-провальные.

Коррозионно-просадочные воронки были изучены Л. В. Голубевой бурением в Кунгурском районе Пермской области для средневропейского типа карста. Выполняющие карстовую воронку покровные образования залегают слоями, в нижней части примерно параллельно поверхности карстующихся пород. Это указывает на постепенное проседание покровных отложений по мере роста воронки. В верхней части, где накопились более молодые отложения, слои менее отражают подземный карстовый рельеф (рис. 6, V).

Коррозионно-просадочные воронки в русском типе карста наблюдались автором в гипсовом карьере в с. Кыласово Пермской области. Коррозионная карстовая воронка в гипсах кунгурских отложений здесь выполнена плотными глинами и мергелями, которые залегают параллельно стенкам карстовой воронки. Подобные явления наблюдаются и в низовье р. Чусовой.

Коррозионно-провальные воронки. А. М. Зубашенко (1947) считает, что для закрытого (русского) типа карста характерны провальные воронки. При этом он основывается на том, что в литературе имеется большое число описаний провалов, а местное население называет карстовые воронки провалами. Он отмечает только два генетических типа карстовых воронок: выщелачивания и провальные.

А. А. Крубер (1915) считал, что воронки «в равнинной части Европейской России... представляют из себя провал, но провал, распространяющийся только на вышележащие прикрывающие известняк отложения». Эти воронки автор и называет коррозионно-провальными. Впервые наличие этого типа воронок было доказано в 1854 г. Г. А. Абигом, изучавшим тульские провалы.

Наблюдения показывают, что при наличии покровных некарстующихся образований следует различать минимум два типа провальных воронок:

провальные и коррозионно-провальные. Провальные воронки, которые будут рассмотрены ниже, формируются в зоне горизонтальной циркуляции путем провала кровли подземных карстовых пустот. Коррозионно-провальные воронки — это поверхностные образования, относящиеся к зоне вертикальной циркуляции (рис 6, IV).

Коррозионно-провальные воронки наблюдались Л. В. Голубевой в Кунгурском районе Пермской области. Для средневропейского типа карста на территории б. заповедника «Предуралье» (Л. В. Голубева, 1948, 1949, 1951) отмечено несколько свежих провалов покровных отложений.

Летом 1948 г. на высокой равнине правобережья р. Сылвы около Среднекаменного лога был обнаружен небольшой провал покровных образований. Первоначально он имел вид понорашели, расширлся вглубь и в стороны, около него наблюдалась просадка почвы. В дальнейшем провал несколько увеличился в размерах, стенки его продолжали обваливаться. В 1949 г. близ Камайских зубцов произошел второй провал покровных отложений. Образовавшаяся коррозионно-провальная воронка имела диаметр 0,9 м и глубину 1 м. Стенки ее обрывисты. Вглубь провал несколько расширился.

Кроме свежих коррозионно-провальных воронок, наблюдались и более старые. Две воронки, расположенные в 150—200 м от Камайских зубцов, имели обрывистые стенки со следами обрушения покровных образований, а затем стали приобретать конусообразную форму. Другие две воронки, находящиеся вблизи предыдущих, имели конусообразную форму и поросли молодыми деревьями и кустарниками. Верхние части стенок этих воронок были крутые, местами обрывистые, со следами обрушения покровных образований. Всего близ р. Сылвы, в области развития пермских известняков, было обнаружено более 20 коррозионно-провальных воронок, большая часть из которых встречена в логах.

Коррозионно-провальные воронки установлены также бурением. На разрезе ряда воронок у края была видна последовательная смена отложений, а в центральной части, в месте провала покровных отложений, — беспорядочные нагромождения бурого и серого суглинка, коричневой и известковой глины, песка и гальки.

Таким образом, в районе наблюдается несколько стадий развития коррозионно-провальных воронок от молодых форм к более древним. Коррозионно-провальный характер более старых воронок можно установить лишь бурением.

Коррозионно-провальные воронки для камского типа карста установлены на первой террасе р. Ирени (бассейн Камы). В июне 1951 г. произошел провал делювиальных и аллювиальных отложений в д. Колпашниково у тракта. Он представлял собой сложную сдвоенную воронку неправильной формы с обрывистыми стенками. Длина воронки — 10,6 м, ширина — 8,2 м, наибольшая глубина —

2 м. Кроме того, около воронки в почве наблюдались трещины шириной до 5 см и глубиной до 1 метра.

Для русского типа карста коррозионно-провальные воронки изучены С. В. Альбовым (1948) в низовьях р. Оки.

Коррозионно-суффозионные воронки. А. П. Павлов (1899) среди геологических процессов выделил подкапывающую, или суффозионную деятельность подземных вод. Подкапывание мы понимаем здесь менее широко, чем А. П. Павлов, а именно как химический и механический вынос подземной водой веществ некарстующихся отложений.

Наблюдая карстовые воронки русского, камского (и среднеевропейского) типов карста, Ф. П. Саваренский (1935), а затем И. А. Гвоздецкий (1950) при наличии понор на дне воронок выделяют последние в особый тип воронок «просасывания». При этом они исходят из предположения, что формирование этих воронок сводится к простому выносу покровных образований в понор. Разбуривание карстовых воронок показало, что дело обстоит гораздо сложнее, чем это можно было предполагать на основании наблюдений на земной поверхности.

Изучение карстовых воронок этого типа на территории б. заповедника «Предуралье» (среднеевропейский тип карста) позволило установить картину их образования.

Воронки «просасывания» образуются не только путем поверхностного смыва и выноса водой рыхлых отложений в понор, но и за счет подземного вымывания и выноса материала покровных отложений через трещину или понор в карстующихся породах. Необходимо различать две стадии развития коррозионно-суффозионных воронок.

В первой стадии преобладает механический вынос водой рыхлого материала в понор или трещины. Аккумуляция в воронке незначительна. В этой стадии находятся воронки 5, 6 б. заповедника «Предуралье». На дне их в понор вынесены водой песок, галечники глина с галькой, развитые по краям воронок. Коррозионно-суффозионные воронки, находящиеся в первой стадии развития, имеют на поверхности в рыхлых отложениях значительно больший объем, чем в коренных породах. Видимые объемы воронок 5 и 6 в 3,5 и 2,5 раза больше, чем объем их в карстующихся в породах. На поверхности профиль этих воронок более резкий, чем на глубине, в карстующихся породах.

Вторая стадия — аккумуляции, характеризуется тем, что вследствие закупоривания понора или трещин в карстующихся породах вынос материала либо прекращается, либо становится незначительным. На дне воронки происходит аккумуляция рыхлого материала. Второй стадией характеризуются воронки 7 и 8. В них в первую стадию происходил вынос водой коричневой глины, а во вторую — накопление серых глин и суглинков,

По-видимому, существует несколько разновидностей коррозионно-суффозионных воронок. В начальной стадии в карстующихся породах имеется понор или система трещин, в которые выносятся материал покровных отложений. Карстовая воронка (подземная) отсутствует. В дальнейшем подземное выщелачивание карстующихся пород стекающими по их поверхности водами приводит к образованию вокруг понора карстовой воронки. Эти две разности коррозионно-суффозионных воронок отмечены и изображены Б. В. Васильевым (1949). В стадию аккумуляции рост подземной коррозионной воронки почти прекращается.

Коррозионно-суффозионные воронки для русского типа карста установлены в юго-восточной Татарии (Б. В. Васильев, 1949), в Казанском Поволжье (С. Г. Каштанов, 1943), в Восточной Сибири для карста известняково-доломитовой толщи среднего Приангарья, в валанжинских известняках в южной части Минераловодского района (Н. А. Гвоздецкий, 1950).

Для камского типа карста они известны на левобережной террасе р. Белой (Хипсты) в районе Гудаут. Здесь наблюдаются пещеры с конусами выноса покровных образований из воронок, расположенных цепочками.

Коррозионно-эрозионные воронки чаще всего встречаются в карстовых оврагах и логах. Временные потоки, протекающие по этим долинам, поглощаются понорами, которые превращаются в коррозионно-эрозионные карстовые воронки. Помимо выщелачивания — коррозии, здесь значительную роль играют процессы эрозии. Коррозионно-эрозионные воронки имеются во всех типах карста.

А. С. Барков (1932) отмечал такие воронки для Самарской Луки, где развит русский тип карста. Л. В. Голубевой установлено широкое развитие их в оврагах в Кунгурском районе Пермской области для покрытого типа карста. Здесь они имеют неправильную форму и характеризуются различным наклоном и высотой стенок. Стенки этих воронок размыты временными потоками.

Коррозионно-оползневые (и обвальные) воронки. При подмывании отложений, выполняющих карстовую воронку, водами, стекающими в понор, иногда наблюдаются оползневые (и обвальные) явления.

В Кизеловском каменноугольном бассейне оползни с саблевидными деревьями развиты в карстовых воронках, которыми слепо заканчиваются небольшие овраги, длиной 25—100 метров.

Коррозионно-оползневые воронки представляют разновидность не только коррозионно-эрозионных. В низовьях р. Чусовой оползни наблюдаются в расположенных на склоне асимметричных коррозионных воронках, относящихся к камскому типу карста.

Оползневые явления покровных образований могут осложнять и воронки других типов. Необходимо учитывать наличие этого типа

карстовых воронок. При разбурировании этих воронок, находящихся в стадии блюдца, оползшие (и обвалившиеся) массы можно принять за провалившиеся покровные образования и ошибочно отнести данные воронки к коррозионно-провальным. Роль оползней в формировании карста рассматривает К. С. Оводов (1947).

Воронки смешанного происхождения. Выше были рассмотрены основные генетические типы карстовых воронок. Кроме них, имеются полигенетические карстовые воронки. В настоящей работе мы не будем рассматривать все их разнообразие и ограничимся теми группами, которые удалось выделить в результате буровых работ на территории б. заповедника «Предуралье». Здесь, по степени участия тех или иных процессов в формировании воронок смешанного происхождения, было выделено три группы: 1) коррозионно-провально-суффозионные, 2) коррозионно-провально-эрозионные и 3) коррозионно-суффозионно-эрозионные.

### **Карстовые воронки подзоны подвешенных вод**

Провальные карстовые воронки. Зона вертикальной нисходящей циркуляции карстовых вод имеет различную мощность. Иногда это 15—20 м при одном этаже карста. При многократных поднятиях, чередующихся с задержками или даже небольшими опусканиями, может образоваться несколько этажей карста с горизонтальными каналами — остатками бывших зон горизонтальной циркуляции. В горных районах современная зона горизонтальной циркуляции часто находится на глубине до 1—2 км ниже закарстованных плато. Естественно, что провалы сводов полостей современной зоны горизонтальной циркуляции в таких случаях невозможны.

Однако в горных районах, а иногда и на равнинах, сохраняются подвешенные водоносные горизонты, приуроченные к уцелевшим участкам древних зон горизонтальной циркуляции. Обрушение сводов водоносных каналов, состоящих из карстующихся горных пород, а также покрывающих их некарстующихся отложений, приводит к образованию провальных воронок. В начальной стадии стенки их отвесны, а на дне наблюдаются обломки карстующихся и покрывающих их отложений.

О подобных провальных карстовых воронках нам рассказали в Моравской карстовой области в Чехословакии (Г. А. Максимович, 1959). Современная зона горизонтальной циркуляции здесь находится на глубине более 100 м (пропасть Мацоха — 136 м). На площади около 100 м<sup>2</sup> развито 302 карстовые воронки, которые были закартированы лет пятьдесят назад, а в 1958 г. повторно инвентаризировались. Среди этих воронок одна провальная, возникшая в 1868 г., когда глубина ее была 40 м; в 1919 г. глубина составляла

22 м, а в 1958 г. — 12 м. Провал был обусловлен обрушением сводов подземной полости, находящейся на глубине более 40 м. Это реликт древней зоны горизонтальной циркуляции, в котором, возможно, текли подвешенные карстовые воды. Многочисленные карстовые пещеры района также являются остатками этих древних зон.

### Карстовые воронки зоны горизонтальной циркуляции карстовых вод

Провальные карстовые воронки. Карстовые воды, циркулирующие в переходной зоне и в зоне горизонтальной циркуляции, расширяют каналы и пустоты, что может вызвать обрушение сводов. Образуется провальная воронка. Провальные воронки, как показал А. А. Крубер (1915), весьма редки для голого карста. М. А. Зубашенко (1947) считает, что провальные воронки типичны для закрытого, или русского типа карста. Отличие провальных воронок русского типа карста от воронок средиземноморского типа (рис, 6, II) заключается в том, что, кроме карстующихся пород,

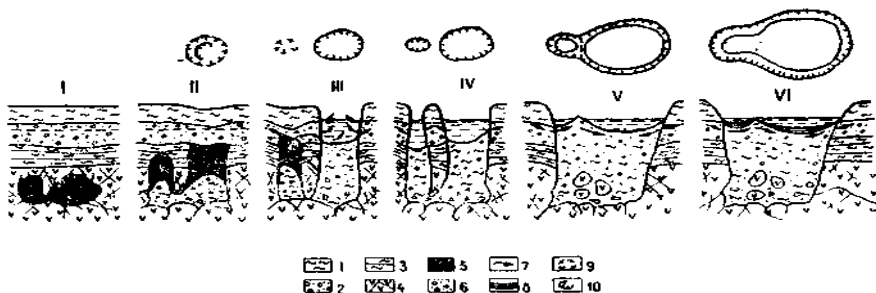


Рис. 9. Развитие карстового провала в с. Усть-Кишерть Пермской области

(по Г. А. Максимовичу и К. А. Горбуновой, 1958). I — состояние до 28 августа 1949 г., II — 28 августа в 7 часов вечера, III — то же в 9 часов вечера, IV — 29 августа в 10 часов утра, V — 30 августа 1949 года, VI — 1956 г.

1, 2 — песчано-глинистые отложения; 3 — глинистые продукты разрушения (выветривания) коренных пород; 4 — гипс трещиноватый; 5 — карстовая полость, частично заполненная водой; 6 — породы карстовых обвалов; 7 — направление движения подземных вод; 8 — озерные отложения; 9 — блюдцеобразное понижение на поверхности; 10 — контуры провала.



здесь обрушаются перекрывающие их некарстующиеся коренные отложения (рис. 6, III). Провалы иногда сопровождаются землетрясениями (Г. А. Максимович, 1943).

Примером провальных воронок, у которых поперечник больше глубины, могут служить провалы в с. Усть-Кишерть. 28—29 августа 1949 г. здесь почти одновременно образовались три провала. Развитие двух из них приведено на рис. 9, который составлен по данным буровых скважин и наблюдений с 1949 по 1956 г. До провала в гипсах под песчано-глинистыми отложениями было две пустоты, по которым текла вода. Над пустотами располагалась система трещин (рис. 9, I). После дождей, длившихся несколько дней, увеличился вес намокших песчано-глинистых отложений и начались подземные обвалы. Было слышно, как на глубине что-то рушилось.

28 августа 1949 г. в 7 часов вечера на поверхности появилась трещина и образовалась ямка (рис. 9, II). Обрушение продолжалось, и в 9 часов вечера жители увидели большой провал (рис. 9, III). В 2 часа ночи обрушение возобновилось, и к утру 29 августа рядом с первым образовался второй провал, а размеры первого увеличились (рис. 9, IV). Подземная вода быстро заполнила впадины. Перемычка между ними была прорвана 30 августа 1949 г. (рис. 9, V). Сейчас озеро в виде восьмерки находится там, где в 1949 г. на ровном месте рос картофель (Г. А. Максимович, Л. В. Голубева, К. А. Горбунова, 1950).

Провалы, у которых над карстующимися породами залегают рыхлые песчано-глинистые отложения, изменяются довольно быстро. Обрушение и размыв стенок приводят к тому, что глубина их уменьшается, ширина и длина увеличивается, а отвесные стенки становятся пологими. Если подземные воды находятся близко от поверхности, то провальная воронка превращается в озеро (Кишертские провалы).

Если над карстующимися гипсами или известняками залегают более прочные породы, то стенки провала долго остаются почти вертикальными, а обрушение их приводит только к уменьшению глубины. Местные жители также способствуют этому, сбрасывая в провал лес, мусор, трупы павших животных. Провал в районе ст. Кордон, где гипсы перекрыты прочными песчаниками, с 1901 г. сохранил крутые стенки, и только уменьшилась его глубина (К. А. Горбунова, 1954).

В Кишертско-Суксунском карстовом районе карстовой провинции Предуральяского прогиба провалы довольно часты. Нами был описан провал в районе с. Брехово, который произошел в 1953 г. (Г. А. Максимович, Л. А. Шимановский, 1956). Всего только с 1949 г. их было более десяти, а с 1915 г. — более 15.

На западном крыле Уфимского вала в Кунгурско-Иренском карстовом районе только в районе г. Кунгура и долины р. Ирени ниже д. Ключ зарегистрировано 23 провала, произошедших в 1948—1958 гг.,

провалов, образовавшихся в 1910—1948 гг., и 12 провалов неустановленного возраста (Г. А. Максимович и К. А. Горбунова, 1958).

В карстовой провинции Волго-Уральской антеклизы на территории Татарии с 1895 г. по 1953 г. зарегистрировано 9 карстовых провалов (А. В. Ступишин, 1954). Имеются здесь и провальные озера. Б. В. Васильев (1953) рассмотрел динамику образования карстовых провалов. В Казанском карстовом районе с 1904 по 1949 г. только в г. Казани произошло 6 карстовых и карсто-суффозионных провалов (М. С. Кавеев и Б. В. Васильев, 1958). Особенно детально они изучены в районе оз. Кабан.

В этой же карстовой провинции в карстовой области Вятского вала в д. Полевой Волжского района Марийской АССР на р. Илети 11 июля 1957 г. произошел карстовый провал. Он разрушил несколько домов и надворные постройки колхозников. Провал имел вид воронки диаметром около 60 м и глубиной до 9 м. Вокруг него образовались многочисленные трещины, наиболее крупные шириной до 0,3 м. В первые сутки воды в воронке не было, а через два дня слой воды составлял уже 0,5 м. В 200 м от провала находится провал 1927 года. Рядом с ним в 150 м находится карстовое озеро, образовавшееся давно. В нескольких километрах на север от последнего провала находится группа карстовых озер, образовавшихся в предвоенные годы и в более раннее время. Район провалов сложен верхнепермскими известняками (В. М. Кривошеев, 1959).

В последнее время В. И. Соколова (1955) отметила ряд карстовых провалов на р. Пьяне.

Провальные явления известны в карстовой области Окско-Цнинского вала. А. С. Корина (1948) описывала свежие провалы у деревень Константиново, Яблоницы, Белебеевка, Загородка. Отмечали их и другие исследователи.

Провальные явления известны и во многих других карстовых районах. Имеются они и в Ирландии, где в Восточном Коннауте проваливаются целые сады, и на их месте образуются новые слагги (воронки). Зона горизонтальной циркуляции, приуроченная к каменноугольным известнякам, находится на глубине менее 100 м. Здесь имеются карстовые подземные реки, питающие своими водами систему р. Шаннон. Интенсивная коррозия и эрозия подземными карстовыми водами обуславливают сравнительно частые провалы.

Провальные явления широко развиты на севере Австралии, в районе плато Баркли. Преобладающие провальные воронки, которые наблюдал И. Данеш (1916), образуются от провала сводов пещер. Они отличаются диаметром до 20 м и более и глубиной 15 м, отвесными стенками, обломками и разбитыми сталактитами на дне. Например, в 1 км от пересыхающего в сухое время года оз. Капеллаг находится эллиптическая, почти круглая воронка, имеющая

30 м в поперечнике. На дне ее в центре — хаос обломков. Прочный природный мост шириной 5 м еще не обрушился. Под мостом имеется горизонтальный темный ход, местами заполненный влажной глиной. С потолка пещерных ходов свисают единичные сталактиты длиной 3—5 сантиметров.

В отличие от Австралии в Моравской карстовой области зона горизонтальной циркуляции в районе пропасти Мацоха находится на глубине 130—140 м. Поэтому провалы здесь — большая редкость.

Карстовые провалы и проседания, по данным приведенных и многих других не упомянутых случаев, многообразны. Проявляются они также по-разному.

С. В. Альбов (1948) использовал теорию горного давления для объяснения происхождения провалов. Подземные карстовые пустоты являются аналогами подземных горных выработок. Разница только в происхождении. Карстовые пустоты — естественное образование, а горные выработки — искусственное,

Обрушение свода тесно связано со степенью устойчивости подземной карстовой полости и, в частности, устойчивости столба находящихся над ней горных пород. Обрушение — это предельная деформация горных пород, сопровождающаяся разрушением. Оно вызвано напряжениями, возникающими в этих породах под влиянием нарушения их равновесия.

Горные породы на некоторой глубине от поверхности находятся в напряженном состоянии, вызываемом давлением вышележащих масс пород, определяющимся глубиной залегания и характером пород. До образования карстовой пустоты внешнее давление от веса вышележащих масс и возникающие в породе силы сопротивления находятся в равновесии. Образование карстовой пустоты резко нарушает условия равновесия, изменяя их и создавая целый комплекс явлений, относимых к проявлению так называемого горного давления. Наибольшую роль играет вертикальное горное давление — сверху вниз.

Возможность обрушения пород свода подземной карстовой полости, под влиянием собственного веса, зависит от длины пролета пустоты и мощности пород в своде. По Бригтсу, длина такого пролета определяется формулой:

$$L = \sqrt{\frac{2fT}{2,5}},$$

Где  $L$  — длина пролета сводов пустот в м,  
 $f$  — временное сопротивление пород на растяжение в т/м<sup>2</sup>,  
 $T$  — мощность пород в своде.

Горное же давление в подземных карстовых пустотах, по М. М. Протодяконову, определяется выражением:

$$P = \frac{4}{3} \gamma \frac{a^2}{f},$$

Где  $P$  — горное давление в  $\text{т/м}^2$ ,  $\gamma$  — объемный вес породы,  $a$  — половина пролета подземной пустоты в м,  $f$  — кажущийся коэффициент трения или коэффициент крепости породы М. М. Протодяконова.

С. В. Альбов произвел подсчеты для провалов глин, перекрывающих подземные карстовые пустоты в районе г. Дзержинска Горьковской области. Оказалось, что горное давление составляет  $21,6—30,3 \text{ т/м}^2$ . Оно значительно превышает временное сопротивление этих глин в сводах, равное  $3—10 \text{ т/м}^2$ . В результате свод обрушивается.

В развитии собственно провальных явлений можно различать несколько стадий или фаз: подготовительную глубинную, начальную просадочно-трещинную, катастрофическую обвальную и послепровальную.

В первую — подготовительную глубинную — стадию происходит расширение трещин в карстующихся породах коррозией и эрозией в зоне горизонтальной циркуляции. Подземные трещины превращаются в щели, затем в каналы. Каналы растут не только за счет механического и растворяющего воздействия воды, но и путем подземного обрушения. Постепенно на месте канала образуется грот. Размеры некоторых гротов приведены в главе VI. Подготовительная стадия заканчивается, когда, кроме глубинных явлений, признаки приближающегося провала начинают сказываться и на поверхности.

Следующая — начальная — стадия, выражается по-разному. Иногда это плавная просадка над местом будущего провала. Затем появляются трещины на поверхности. Они хорошо видны в голом карсте и не всегда при перекрытии карстующихся пород некарстующимися. Около г. Кунгура, в Кунгурско-Иренском карстовом районе, по Н. М. Переслегину, в начальной стадии наблюдается система трещин, образующих замкнутый полигон. Число сторон в этом многоугольнике не менее шести, часто восемь, а иногда и до двадцати четырех. Чем больше сторон, тем больше форма полигона приближается к кругу. Образуются эти системы трещин на горизонтальных или наклонных поверхностях с крутизной склона не более  $45—50^\circ$ .

Длина сторон таких полигонов различна, но обычно не превышает  $1—1,5 \text{ м}$ . Чаше она меньше метра. Ширина трещин — от нескольких миллиметров до  $3—5 \text{ см}$ , редко больше. Глубина трещин — от нескольких миллиметров до сантиметра, если и больше, то обычно не превышает  $10 \text{ см}$ . Трещины видны как на обнаженных, так и на задернованных участках.

Иногда образуется несколько полигонов, вписанных один в другой. В начальной стадии полигоны очерчены очень слабо и мало заметны. В дальнейшем они выделяются резче, и по ним происходит

смещение. Амплитуда смещения по трещинам участка внутри полигона обычно достигает 1—2 см, редко более.

Обычно вслед за просадочно-трещинной стадией начинается катастрофическая. Происходит окончательный отрыв участка, очерченного ломаной линией полигона(ов), и возникает провал с образованием воронки с нависающими или отвесными стенками.

Катастрофическая стадия длится от нескольких часов до нескольких дней. Происходит дальнейший рост провальной воронки в горизонтальном направлении и заполнение обрушившимися массивами подземной карстовой пустоты. К провалам прибавляются обвалы и оползни стенок. Многоугольник, очерченный трещинами-предвестниками, сменяется окружностью или эллипсом, обычно малым различием в размере двух осей. Иногда, как в Кишертском провале 1949 г., образуется два провала почти одновременно (Г. А. Максимович и К. А. Горбунова, 1958).

Катастрофическая стадия постепенно сменяется послепровальной. Она наступает, когда обвалы и обрушения стенок провала закончились.

В эту стадию в Казанском провале 1949 г. в течение двух недель наблюдалось образование новых концентрических трещин, расширение старых и небольшие деформации расположенных вблизи построек. Трещины вокруг провала были трех форм: прерывисто-дугообразные, неправильно кольцевые и ветвистые. Первые располагались непосредственно вокруг провала, вторые дальше, а третьи по всей площади распространения трещин. Таким образом, вокруг провала было две зоны трещин: 1) прерывисто-дугообразные, 2) неправильно кольцевые. Вблизи провала некоторые трещины с 27 по 30 октября 1949 г. расширились в два раза и достигли ширины 45 см. Эти широкие трещины наблюдались в северной части осевающего участка. Глубина трещин была более 2 м, а к низу они постепенно выклинивались. Ширина трещин уменьшалась по мере удаления от места провала. На периферийных участках трещины уже не давали прямого разрыва сплошности, а имели ветвистый характер. Вокруг провала, имевшего 28 октября диаметр 23 м и глубину 7,5 м, трещины были распространены в радиусе 55—60 м от центра. Таким образом, провал захватил площадь около 11 000 м<sup>2</sup>.

Был инструментально изучен район провалов около оз. Кабан. По данным наблюдений в 36 точках с 28 октября по 9 ноября 1949 г., установлено, что максимальное опускание в районе провала достигло 63 м. В районе прежних провалов, на площади шириной до 200 м и длиной 550 м, с 1937 по 1949 г. произошла просадка 20—40, 40—70 и больше 70 мм. Деформация грунтов после образования провалов длится десятки лет. Обычно ее не замечают, и только в Казани величина просадки была установлена инструментально (М. С. Кавеев и Б. В. Васильев, 1958).

В послепровальную стадию изменяется и форма самих провалов. Поперечные размеры их растут, а глубина уменьшается.

Кроме провалов, возникших на участках, где еще нет воронок, различают возобновившиеся провалы в ранее образовавшихся карстовых воронках. Таковы Кишертский провал № 3 1949 г. (с черемухой), Бреховский № 2 1953 г. и ряд провалов около с. Брехово на юге Кишертско-Суксунского карстового района на участке так называемых Тетерских ям (Г. А. Максимович и К. А. Горбунова, 1958, 1959).

Провальные воронки возникают там, где зона горизонтальной циркуляции находится на глубине 20—40 и до 50—60 м. Они широко развиты в покрове платформ, особенно там, где карстует гипс.

Свидетелями древних провалов сводов пещер служат также карстовые мосты и арки. Провальные явления иногда сопровождаются карстовыми землетрясениями. Землетрясение в г. Куянске в 1913 г. произошло от обрушения над пустотами в белом писчем меле.

### **Карстовые воронки зоны сифонной циркуляции**

Коррозионные воронки восходящих источников. В зоне сифонной циркуляции, в месте выхода восходящих источников, расширенные коррозией каналы образуют особый тип карстовых воронок. Такие воронки известны в условиях голого карста. Это воронка Голубого озера в долине р. Бзыпи, воронка оз. Харрис-Твали на дне Шаорской котловины. Подобное происхождение, повидимому, имеет и оз. Церик-Кель.

Для русского типа карста примером может явиться Голубое озеро в Татарии (В. Н. Сементовский, 1947), на дне которого находятся две карстовые воронки, называемые 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 до 20 м от поверхности воды в озере. Из Большой Пучины вытекает восходящий карстовый источник с дебитом 250 л в сек.

Оз. Кислое в долине р. Сылвы в Пермской области (камский тип карста), по наблюдениям автора, в 1943 г. имело расход около 40 л в сек, значительная часть которого связана с восходящим источником в виде карстовой воронки на дне (Г. А. Максимович, 1956).

Необходимо отметить, что этот тип карстовых воронок был впервые выделен В. П. Тебеньковым в 1933 г., а вслед за ним упоминался О. Л. Эйнором (1936). Он указывается и Н. А. Гвоздецким (1950).

### **Карстовые воронки зоны поддолинного (подруслового) стока**

Коррозионно-эрозионные воронки. В зоне поддолинного (подруслового) стока карстовых областей также образуются воронки в местах поглощения и выдачи вод. Часть речных вод, поглощаясь коррозионно-эрозионными воронками, поступает в поддолинные пустоты. Пройдя некоторое расстояние подземно, они вновь выходят в долине в русле или близ него. Образование воронок из трещин и их дальнейший рост происходит за счет коррозии и эрозии. Воронка в месте выхода поддолинных вод имела у Кипучей Криницы в Донбассе до ее каптажа. Известны воронки поглощения и выдачи на реках Ирени, Сылве, в бассейне р. Сосьвы на Урале и во многих карстовых районах.

Выделенные генетические типы карстовых воронок и их распределение по гидродинамическим зонам и типам карста приведены в таблице 10.

Итак, наиболее распространенные карстовые формы — воронки — весьма разнообразны по происхождению. Вместо четырех генетических типов, которые приводились Н. А. Гвоздецким (1950), установлено десять типов. Указанные генетические типы не исчерпывают всего разнообразия карстовых воронок, которые рассматривались только для четырех типов карста. Кавказский тип задернованного карста и среднеатласский тип подвулканического карста мы специально не выделяли. Первый более близок к голому карсту, а второй — к русскому, или закрытому при водопроницаемых покровных отложениях. Однако эти два типа имеют и свои специфические недостаточно изученные особенности. Поэтому в сводной таблице генетической классификации мы их не приводим.

Наличие покровных образований над карстующейся толщей обуславливает появление различных типов карстовых воронок. Поэтому меньше всего их при средиземноморском типе и голом карсте.

Четыре основные гидродинамические зоны карста и подзона подвешенных вод характеризуются различным числом генетических типов карстовых воронок. Наибольшее число их имеет место в верхней части зоны вертикальной нисходящей циркуляции, где атмосферные осадки поглощаются и отводятся вглубь. Зоны горизонтальной (и переходной) и сифонной циркуляции, зона поддолинного (подруслового) стока и подзона подвешенных вод имеют по одному генетическому типу карстовых воронок.

При этом наиболее редкими разностями являются коррозионные воронки восходящих источников, связанные с зоной сифонной циркуляции, и коррозионно-эрозионные воронки зоны поддолинного (подруслового) стока. Таким образом, наблюдается вполне естественное уменьшение количества типов карстовых воронок от верхней зоны вертикальной нисходящей циркуляции к нижним зонам сифонной циркуляции поддолинного (подруслового) стока.

Таблица 10

Генетические типы карстовых воронок  
(Г. А. Максимович, 1952, 1960)

|                               |                                                                        |                                                                                              |                                                                                                                |                                                                                                                               |                                                                                                                                                                                           |                                                                                                                                                                    |                                                                                                                    |
|-------------------------------|------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Гидродинамические зоны карста | Типы карста                                                            | Участки карста                                                                               | Генетические типы карстовых воронок                                                                            |                                                                                                                               |                                                                                                                                                                                           |                                                                                                                                                                    |                                                                                                                    |
|                               | Средиземно-морский                                                     | Голый                                                                                        | коррозионные                                                                                                   |                                                                                                                               |                                                                                                                                                                                           | коррозионно-эрозийные                                                                                                                                              |                                                                                                                    |
|                               |                                                                        |                                                                                              | Образуются из понор за счет растворяющей (и механической) деятельности вод нисходящих атмосферных осадков      | Образуются в долинах из понор за счет расширения их растворением и эрозией водами поверхностных потоков                       |                                                                                                                                                                                           |                                                                                                                                                                    |                                                                                                                    |
| Русский, средневропейский     | Закрытый, перекрытый или подальювиальный, покрытый или подальювиальный | коррозионно-просадочные                                                                      | коррозионно-провальные                                                                                         | коррозионно-суффозионные                                                                                                      | коррозионно-эрозийные                                                                                                                                                                     | коррозионно-оползневые                                                                                                                                             | полигенетические                                                                                                   |
|                               |                                                                        | Образуются путем постепенного проседания покровных отложений по мере роста воронки в карстах | Образуются путем обрушения покровных образований в карстовую воронку, находящуюся непосредственно под покровом | Образуются путем поверхностного и подземного вымывания и выноса материала покровных отложений через пор или трещины в карстах | Образуются при наличии покровных образований также как и в среднеморском типе карста, причем размываются не только карстовые породы, но и оползневые породы, обвалы покровных образований | Представляют собой различные коррозионно-эрозийные, коррозионно-суффозионные и других типов воронок. В воронках наблюдаются оползни и обвалы покровных образований | Воронки смешанного происхождения, в формировании которых принимают участие, кроме коррозии, еще несколько факторов |



|                                                                         |                                                   |                                                                                                      |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                           |
|-------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Подзона<br>подве-<br>шенных<br>вод                                      | Средиземно-<br>морский,<br>среднеевро-<br>пейский | Голый, за-<br>крытый,<br>покрытый<br>или ползю-<br>виальный                                          | Провальные воронки. В пределах зоны вертикальной нисходящей циркуляции места имеются водонесные подвешенные карстовые каналы — сохранившиеся участ-<br>ки древней зоны горизонтальной циркуляции. Обрушение сводов, состоящих из карсту-<br>ющихся пород, а также покрывающих их некарстующихся отложений, приводит к обра-<br>зованию провалных воронок. В начальной стадии стенки их отвесны, а на дне наблю-<br>даются обломки карстующихся (и покрывающих) отложений. |
| Зона го-<br>ризон-<br>тальной<br>циркуля-<br>ции (и<br>переход-<br>ная) | Средиземно-<br>морский                            | Голый                                                                                                | Провальные воронки. Образование горизонтальных (и наклонных) пустот,<br>расширение их в виде гротов. Обрушение сводов гротов, состоящих из карстующихся<br>пород и образование провалных воронок. В начальной стадии стенки их отвесны, на<br>дне обломки карстующихся пород.                                                                                                                                                                                             |
|                                                                         | Русский,<br>камский,<br>средне-<br>европейский    | Закрытый,<br>перекрытый<br>или подал-<br>лювиаль-<br>ный, покры-<br>тый или под-<br>элювиаль-<br>ный | Провальные воронки. Образуются так же, как и при средиземноморском типе<br>карста. Отличие в том, что карстующиеся породы перекрыты более молодыми (русский<br>тип) речными (камский), элювиальными (среднеевропейский тип) некарстующимися<br>отложениями. Они обрушаются вместе с карстующимися породами. При неглубоком<br>залегании подземных вод возможно образование карстовых озер.                                                                                |
| Зона си-<br>фонной<br>цирку-<br>ляции                                   | Средиземно-<br>морский,<br>русский,<br>камский    | Голый, за-<br>крытый, пе-<br>рекрытый<br>или ползю-<br>виальный                                      | Коррозионные воронки восходящих источников. В месте выхода<br>каналов восходящих карстовых источников в зоне сифонной циркуляции растворяющим<br>и механическим действием воды образуются карстовые воронки. При медленном дви-<br>жении воды обломочные частицы не уносятся, и восходящий источник может фильтро-<br>ваться сквозь отложения на дне карстового озера.                                                                                                    |
| Зона под-<br>долинно-<br>го (под-<br>руслово-<br>го) стока              | Камский                                           | Перекрытый<br>или подал-<br>лювиальный                                                               | Коррозионно-эрозийные воронки. Воронки в местах поглощения реи-<br>ных вод поддолинными (подрусловыми) карстовыми полостями и обратного выхода<br>их на поверхность.                                                                                                                                                                                                                                                                                                      |

Не всегда можно судить о происхождении карстовой воронки по ее внешним очертаниям. Так, блюдцеобразная воронка в русском, камском и средневропейском типах карста может быть начальной или конечной стадией развития ряда генетических типов карстовых воронок. Для установления происхождения большинства карстовых воронок необходимо разбуривать их до карстующихся пород.

Определение происхождения карстовых воронок имеет большое практическое значение. В районах, сложенных слабо растворимыми известняками и доломитами, где зона горизонтальной циркуляции находится глубоко, провальные карстовые воронки почти не образуются. Следовательно, условия для строительства здесь относительно благоприятнее, чем в районах с неглубоким залеганием зоны горизонтальной циркуляции, где развиты провальные воронки.

Необходимо дальнейшее изучение генетических типов карстовых воронок и их эволюции.

Поля карстовых воронок. Карстовые воронки располагаются поодиночке и группами. Небольшие их скопления казанские карстоведы называют гнездами. Группы воронок чаще называют полями карстовых воронок, или сокращенно карстовыми полями. Типизации полей карстовых воронок до последнего времени не было. Недавно Л. С. Кузнецова (1960) опубликовала заметку о Кизеловском районе, где на площади 359 км<sup>2</sup> закартировано 1764 карстовые воронки, которые образуют 16 полей. Она выделяет два типа полей карстовых воронок. Первый может быть назван линейным, второй — беспорядочным.

В Кизеловском районе первый — линейный тип карстовых полей связан с зонами тектонических разломов. Здесь воронки крупные, часто с понорами и пещерными ходами, располагаются цепочками. Местами сливаясь, они образуют котловины. В зоне дробления Луньевского надвига, осложняющего восточное крыло Главной Кизеловской антиклинали, зарегистрировано свыше 150 карстовых воронок, образующих четыре карстовых поля. Контуры карстовых полей вытянуты меридионально по простиранию надвига. Обнажения встречаются только в карстовых воронках. Породы обычно трещиноватые с наличием зеркал скольжения, крутыми углами падения, доходящими до вертикальных, и резким изменением направления падения. Поля карстовых воронок с контурами этого типа могут быть и при моноклинальном залегании карстующихся пород.

Второй — беспорядочный тип карстовых полей в Кизеловском районе характеризуется меньшими размерами карстовых воронок, отсутствием единой ориентировки; поноры видны редко. Воронки приурочены к различным по возрасту карбонатным породам и несвязаны с их простиранием. Воронки этого типа обусловлены не только проницаемостью и растворимостью карстующихся пород, но и геоморфологическими условиями. С увеличением крутизны поверхности плотность воронок снижается. В Кизеловском районе выявлено

6 карстовых полей данного типа (Л. С. Кузнецова, 1960).

Работа по типизации полей карстовых воронок еще только начата. Ее следует продолжать.

## ПЛОТНОСТЬ КАРСТОВЫХ ВОРОНОК

Количество карстовых воронок, приходящихся на  $1 \text{ км}^2$ , называется плотностью. Плотность зависит от карстующейся породы и ее состава, характера и мощности покровных отложений, тектоники и трещиноватости, длительности карстообразования, стадии развития карста, размера воронок, климата и, в частности, количества, характера выпадения осадков, температуры, рельефа и других факторов.

Влияние геоморфологических условий на плотность воронок показала Л. В. Голубева (1953) для трех типичных карстовых районов Прикамья: б. заповедник «Предуралье», где развиты артинские известняки и кунгурские известняки и доломиты (филипповский горизонт); долина р. Ирени в нижнем течении (Кунгурский район), где карстующимися породами являются гипсы и ангидриты первой и второй пачек иренского горизонта кунгурского яруса; Ординский район в среднем течении р. Ирени, где карстующимися породами также являются гипсы и ангидриты. Для этих районов определена плотность карстовых воронок (табл. 11).

Из трех рассмотренных районов наиболее закарстован Ординский. Здесь много воронок приурочено к водораздельным пространствам, но наибольшая плотность их в оврагах и на склонах долин. В Кунгурском районе наибольшая плотность воронок наблюдается на склонах речных долин. Значительна также плотность карстовых воронок и в оврагах. На территории б. заповедника «Предуралье» наибольшая плотность карстовых воронок, как и в Ординском районе, имеет место в оврагах. На склонах долины р. Сылвы вследствие слабой карстемости артинских известняков и большой крутизны количество воронок и их плотность незначительны.

Во всех указанных районах на речных террасах имеет место камский тип карста, на склонах речных долин и оврагов местами имеются участки голого карста, а на водораздельных пространствах — средневропейский и русский типы.

На водораздельных пространствах средневропейского и русского типов карста карстовые воронки также распределены неравномерно, сосредоточиваясь главным образом близ склонов долин. Например, на территории «Предуралья» на водораздельном пространстве 39,3 % всех воронок находится близ склонов долины р. Сылвы, 46,9 % — близ логов и только 13,8 % — вдали от склонов долины и логов.

**Распределение и плотность карстовых воронок в различных  
геоморфологических условиях**  
(по Л. В. Голубевой, 1953)

|                        |                           |                                                 | «Прелуралье»                | Долина<br>р. Ирени в<br>нижнем<br>течении | Долина<br>р. Ирени в<br>среднем<br>течении |
|------------------------|---------------------------|-------------------------------------------------|-----------------------------|-------------------------------------------|--------------------------------------------|
| Карстующиеся<br>породы |                           | Возраст                                         | $P_a - P_{1kg}$             | $P_{1kg}$                                 | $P_{1kg}$                                  |
|                        |                           | Состав                                          | известняк<br>и,<br>доломиты | гипсы,<br>ангидриты                       | гипсы,<br>ангидриты                        |
| Элементы рельефа       | водоразде<br>лы           | Площадь, км <sup>2</sup>                        | 44,6                        | 25                                        | 22,8                                       |
|                        |                           | Число воронок                                   | 256                         | 228                                       | 6171                                       |
|                        |                           | Число воронок в % к итогу                       | 36,6                        | 19,5                                      | 82,7                                       |
|                        |                           | Плотность на 1 км <sup>2</sup>                  | 6                           | 9                                         | 270                                        |
|                        | овраги                    | Площадь, км <sup>2</sup>                        | 9,2                         | 5,2                                       | 2,2                                        |
|                        |                           | Число воронок                                   | 423                         | 255                                       | 703                                        |
|                        |                           | Число воронок в % к итогу                       | 60,4                        | 22,0                                      | 9,4                                        |
|                        |                           | Плотность на 1 км <sup>2</sup>                  | 46                          | 50                                        | 320                                        |
|                        | Склоны<br>речных<br>долин | Площадь, км <sup>2</sup> 11,2                   | 11,2                        | 7                                         | 1,9                                        |
|                        |                           | Число воронок                                   | 21                          | 458                                       | 574                                        |
|                        |                           | Число воронок в % к итогу                       | 3                           | 40                                        | 7,7                                        |
|                        |                           | Плотность на 1 км <sup>2</sup>                  | 2                           | 65                                        | 302                                        |
|                        | Речные<br>террасы         | Площадь, км <sup>2</sup>                        | —                           | 27,8                                      | 2,7                                        |
|                        |                           | Число воронок                                   | —                           | 215                                       | 11                                         |
|                        |                           | Число воронок в % к итогу                       | —                           | 18,5                                      | 0,2                                        |
|                        |                           | Плотность на 1 км <sup>2</sup>                  | —                           | 8                                         | 4                                          |
|                        |                           | Общее число воронок                             | 700                         | 1156                                      | 7459                                       |
|                        |                           | Площадь в км <sup>2</sup>                       | 65                          | 65                                        | 30                                         |
|                        |                           | Средняя плотность (число на 1 км <sup>2</sup> ) | 11                          | 18                                        | 248                                        |

В приустьевой части р. Чусовой, до образования Камского водохранилища, К. А. Горбунова (1956) на площади  $36 \text{ км}^2$  зарегистрировала 817 карстовых форм. По степени закарстованности она выделила несколько участков.

1. Склон водораздельного пространства, обращенный к р. Чусовой с плотностью 60—93 воронки на  $1 \text{ км}^2$ . Закарстованность увеличивается близ логов, прорезающих склон, до 128—171 в/км<sup>2</sup>.

2. Участок, прилегающий к Зенкову логу с востока, с плотностью до 109 в км<sup>2</sup>.

3. Водораздел р. Чусовой и Сухой речки с плотностью 36—48 в/км<sup>2</sup>.

4. Водораздел рр. Чусовой и Камы с плотностью 20—31 в/км<sup>2</sup>.

5. 1-я терраса р. Чусовой в районе д. Гари, в пределах которой имеются карстовые поля с плотностью до 230 в/км<sup>2</sup>.

6. 1-я терраса р. Камы с плотностью 25 в/км<sup>2</sup>.

7. 1-я терраса р. Чусовой ниже д. Адищево с плотностью 4 в/м<sup>2</sup>.

8. Незакарстованные и слабозакарстованные участки, к которым относятся вторая, третья и четвертая террасы.

Наибольшая плотность, 60—171 в/км<sup>2</sup>, наблюдается на наклонных поверхностях (7—13°) — склонах и прибортовых участках водоразделов, склонах логов. Закарстованность уменьшается (до 20) на ровных поверхностях (водоразделе).

Влияние углов наклона поверхности на плотность карстовых воронок показал Д. С. Соколов (1948) для средней части Уфимского амфитеатра (табл. 12).

Таблица 12

**Влияние крутизны поверхности на плотность карстовых воронок**  
(по Д. С. Соколову, 1948)

| Уклон поверхности в долях единицы | Площадь поверхности данной крутизны в % от всего; участка | Количество воронок | То же в % от общего числа | Плотность воронок на участках различной крутизны |
|-----------------------------------|-----------------------------------------------------------|--------------------|---------------------------|--------------------------------------------------|
| < 0,02                            | 18                                                        | 124                | 24                        | 15,9                                             |
| 0,02—0,04                         | 36                                                        | 225                | 44                        | 14,2                                             |
| 0,04—0,06                         | 18                                                        | 81                 | 17                        | 10,3                                             |
| 0,06—0,1 >                        | 10                                                        | 41                 | 9                         | 9,7                                              |
| 0,1                               | 18                                                        | 30                 | 6                         | 4,0                                              |
| <b>Всего</b>                      | <b>100</b>                                                | <b>501</b>         | <b>100</b>                | <b>11,5 (средняя)</b>                            |

Л. С. Кузнецова (1960) в Кизеловском районе для полей карстовых воронок второго типа установила среднюю плотность не более

33 воронок на  $1 \text{ км}^2$ . С увеличением угла наклона поверхности эта плотность уменьшается:

| наклон поверхности |                      |
|--------------------|----------------------|
| 1—2°               | плотность наибольшая |
| 4—5°               | 23                   |
| более 6°           | 9                    |

Влияние покровных отложений на плотность карстовых воронок показала А. Ф. Якушова (1948), а влияние литологического состава карстующихся пород — Л. Г. Резникова (1959).

Плотность карстовых воронок и других поверхностных форм различна. Как видно из табл. 13, она изменяется в широких пределах — от 248 до 0,01 и меньше на  $1 \text{ км}^2$ . Это позволяет подразделить карстовые области, районы, участки или поля на шесть классов плотности, которые нами выделены по десятичной системе.

Классификация карстовых территорий по степени плотностиформ (Г. А. Максимович, 1961):

| Класс | Степень плотности   | Плотность —<br>количество воронок<br>(форм) на $1 \text{ км}^2$ | Примеры                                                    |
|-------|---------------------|-----------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------|
| 1.    | Весьма значительная | > 100                                                           | Ординский участок<br>Кунгурско-Иренского к.<br>района      |
| 2.    | значительная        | 100—10                                                          | Крымская к. обл.,<br>Южнославяцкая к. обл.,<br>район Силич |
| 3.    | небольшая           | 10—1                                                            | Пермская обл., Кентукки<br>(США)                           |
| 4.    | малая               | 1—0,1                                                           |                                                            |
| 5.    | незначительная      | 0,1—0,01                                                        | Эстонская к. обл.                                          |
| 6.    | ничтожная           | < 0,01                                                          | Кольский полуостров                                        |

Коэффициент закарстованности (площадной). Размеры карстовых воронок могут быть самыми различными — от 1 до 100 м и более в поперечнике. Поэтому плотность дает только относительное представление о том, какая же часть общей площади поражена карстом. Л. В. Голубева (1953) ввела понятие площадного коэффициента закарстованности, который представляет отношение площади, занятой карстовыми воронками, к общей площади развития карстующихся пород. Для трех рассмотренных районов этот коэффициент составляет: для б. заповедника «Предуралье» — 0,07 %, для нижнего течения р. Ирени — 0,8 % и для среднего течения, где было зарегистрировано 248 карстовых воронок на  $1 \text{ км}^2$ , — 4,4 %.

В Кишертско-Суксунском карстовом районе на Ключевском участке для четырех карстовых полей К. А. Горбунова (1959) определила следующее (стр. 130).

Таблица 13

**Плотность карстовых воронок**  
(по Г. А. Максимовичу, 1961)

| Районы                                     | Карстующиеся породы                          |                   | Площадь, км <sup>2</sup> | Количество воронок, n | Плотность на км <sup>2</sup> , п | Автор подсчета или литературный источник |
|--------------------------------------------|----------------------------------------------|-------------------|--------------------------|-----------------------|----------------------------------|------------------------------------------|
|                                            | возраст                                      | состав            |                          |                       |                                  |                                          |
| Пермская обл.                              | P <sub>z</sub>                               | известняки, гипсы | 30 000                   | 200 000               | 7                                | Г. А. Максимович, 1958                   |
| Кентукки, США                              | P <sub>z</sub>                               | известняки        | 23 310                   | 60 000—70 000         | 2,5—3                            | В. Р. Джилсон, 1924                      |
| Эстонская к. обл.                          | O <sub>1</sub> S <sub>1</sub>                | «                 | 25 000                   | 500—600               | 0,02—0,024                       | Г. А. Максимович, Ю. И. Хейнсалу, 1959   |
| Силурийское плато                          | S <sub>1</sub>                               | «                 | 696                      | 1779                  | 2,5                              | А. Ф. Якушова, 1948                      |
| Уфимский амфитеатр (средняя часть)         | S <sub>1</sub> D <sub>1</sub> C <sub>1</sub> | «                 | 43,5                     | 501                   | 11,5                             | Д. С-Соколов, 1948                       |
| Моравская к. обл.                          | D                                            | «                 | 100                      | 302                   | 3                                | Г. А. Максимович, 1959                   |
| Уфимское плато, б. заповедник «Предуралье» | P <sub>1</sub>                               | «                 | 65                       | 700                   | 11                               | Л. В. Голубева, 1953                     |
| Кунгурский                                 | P <sub>1</sub>                               | гипсы             | 65                       | 1156                  | 18                               |                                          |
| Ординский                                  | P <sub>1</sub>                               | «                 | 30                       | 7459                  | 248                              |                                          |
| Южнословацкий карст, окрестности Силиц     | T                                            | известняки        | —                        | —                     | 80                               | С. Хабера, 1957                          |
| Блак-Мейан <sup>1</sup> , Вар, Франция     | J <sub>2</sub>                               | «                 | 3,6                      | 354                   | 98                               | Г. Меннесие, 1959                        |
| Крым. Яйлы: Айпетрипская                   | J <sub>3</sub>                               | «                 | 145                      | 3900                  | 27                               | Б. Н. Иванов                             |
| Чатырдаг                                   | J <sub>3</sub>                               | «                 | 40                       | 1162                  | 29                               | Н. В. Леончева                           |
| Демерджи                                   | J <sub>3</sub>                               | «                 | 25                       | 462                   | 19                               | А. Г. Штернов                            |
| Пуи, Румыния                               | Cg—J <sub>3</sub>                            | «                 | 40                       | 283                   | 7                                | Г. Герман, 1934                          |

<sup>1</sup> Карстовые поля.

| Карстовое поле | Площадь его, в км <sup>2</sup> | Количество карстовых воронок | Плотность | Коэффициент закарстованности площади, в % |
|----------------|--------------------------------|------------------------------|-----------|-------------------------------------------|
| I              | 1,24                           | 164                          | 13?       | —                                         |
| II             | 2,84                           | 101                          | 35        | —                                         |
| III            | 1,12                           | 111                          | 99        | 4,8                                       |
| IV             | 0,37                           | 143                          | 381       | 29                                        |
|                | 5,57                           | 519                          | 93,5      | —                                         |

### Карстовые воронки и устойчивость закарстованных территорий

3. А. Макеев (1948) предлагает определять степень устойчивости закарстованных территорий по количеству карстовых воронок (форм), возникающих в год на 1 км<sup>2</sup>. Он различает пять категорий устойчивости: I. 5—10 воронок и больше; II. 1—5; III. 1—0,05; IV. 0,05—0,02; V. Менее 0,02 воронки. Как видно, к первой категории отнесены наиболее неустойчивые участки.

На основе динамики годового прироста плотности карстовых воронок автор предлагает следующую классификацию устойчивости закарстованных территорий:

| Класс устойчивости       | N                                                                    | T                                                                          |
|--------------------------|----------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------|
|                          | Количество карстовых воронок, возникающих в год на 1 км <sup>2</sup> | Количество лет, в течение которых возникает 1 воронка на 1 км <sup>2</sup> |
| 1. Территории устойчивые | < 0,01                                                               | > 100                                                                      |
| 2. Слабо устойчивые      | 0,01—0,1                                                             | 100—10                                                                     |
| 3. Неустойчивые          | 0,1—1                                                                | 10—1                                                                       |
| 4. Весьма неустойчивые   | 1—10                                                                 | 1—0,1                                                                      |
| 5. Катастрофические      | > 10                                                                 | < 0,1                                                                      |

На IV карстовом поле Ключевского участка на площади 0,37 км<sup>2</sup> за 6 лет (1953—1958) появилось пять провальных карстовых воронок. Выходит, здесь N=2,25; T — 0,43, т. е. карстовое поле весьма неустойчивое — 4-го класса устойчивости.

Предлагаемой классификацией устойчивости закарстованных территорий при гражданском и промышленном строительстве можно пользоваться при наличии провальных карстовых воронок. Они обычны для карста гипса, развитого в осадочном чехле платформ и краевых прогибов. В этих районах все имеющиеся карстовые воронки можно считать провальными. Применение указанной классификации требует знания генезиса карстовых воронок и наличия наблюдений над появлением карстовых воронок во времени.



Карстовые воронки, образующиеся в верхней части зоны вертикальной нисходящей циркуляции вод за счет расширения коррозионной и эрозией трещин и понор, мало опасны. Пустоты здесь образуются в верхней части карстующихся пород под покровными отложениями, которые могут в них просесть и даже провалиться. Покровные отложения перемещаются также за счет суффозии и оползней. Однако все это приповерхностные процессы. Перед возведением промышленных и гражданских зданий необходима детальная разведка выбранного участка с производством бурения и электроразведки. С целью предотвращения разрушения зданий при просадке и провалах производится предварительное обрушение покровных отложений. В некоторых случаях целесообразна цементация карстовых трещин и понор. Институт геологии в Польше успешно провел такие работы в районе Ченстохова на территории строительства завода. Работы по укреплению основания путем цементации составили вместе с инженерно-геологическими исследованиями 1,5 % стоимости строящегося предприятия.

Сложнее обстоит дело с собственно провальными явлениями, обусловленными обрушением кровли сравнительно неглубоко залегающих карстовых каналов современной или подвешенной зоны горизонтальной циркуляции. Такие провалы образуются при движении карстовых вод на глубине менее 100 м. При производстве геофизических исследований необходимо изучать наличие карстовых полостей до глубины 100—150 м. Данные электроразведки необходимо проверить бурением на выявленные геофизикой полости. Если в районе площадки намеченного гражданского или промышленного строительства по геофизическим данным имеются полости более, чем на 100 м ниже кровли карстующихся известняков, доломитов, гипсов и ангидритов, то образование провальных воронок почти исключено. На участках, где будет установлено наличие современной зоны горизонтальной циркуляции на глубине 50—60 м, можно считать, что большинство карстовых воронок имеет провальное происхождение. Это надо проверить разбуриванием одной-двух имеющихся на участке наиболее значительных карстовых воронок. Геологический разрез покажет их происхождение. Подобные исследования обязательны в карстовых районах, где время возникновения и происхождение воронок нельзя установить на поверхности.

Участки карбонатного или гипсового карста, для которых будет установлено провальное происхождение карстовых воронок и наличие зоны горизонтальной циркуляции на глубине 50—100 м, по большей части непригодны для гражданского и промышленного строительства. Если по каким-либо соображениям приходится здесь строить, то, пользуясь данными геофизических исследований и бурения, надо располагать здание на наименее закарстованных участках. Находящиеся неглубоко от поверхности полости необходимо заполнить цементным раствором или раствором с наполнителем.

При детальных исследованиях возможен расчет сводов подземных карстовых пустот по С. В. Альбову (1948).

В районах интенсивного соляного карста возведение гражданских и промышленных сооружений при наличии карстовых полостей, находящихся на небольшой глубине, нежелательно. Это связано с чрезвычайно быстрым развитием карстовых форм в каменной соли и возможностью значительных обрушений.

Предложенная классификация устойчивости закарстованных территорий, где проектируется гражданское или промышленное строительство, основана на динамике годового прироста плотности провальных карстовых воронок и применима в районах развития карста известняков и гипсов там, где имеются такие данные. При наличии коррозионных и других карстовых типов воронок необходимо детальное изучение геологических условий.

### Карстовые котловины

Замкнутые карстовые понижения, часто сложной формы, с поперечником более 100—200 и глубиной более 5—10 м называют карстовыми котловинами. Плоские же понижения, имеющие часто, глубину 1—2 м, называют донгасами. Характеристика последних будет дана ниже.

Карстовые котловины бывают коррозионные, коррозионно-эрозионные и провальные. Они имеют значительные горизонтальные размеры по сравнению с вертикальными и представляют поверхностные макроформы. Котловины являются переходным образованием между карстовыми воронками и полями. Карстовые котловины известны в западноевропейской литературе под названием «увала». В нашей литературе это южнорусское слово не следует применять, так как «увал» по-русски — положительная форма рельефа.

Рядом находящиеся воронки при росте в ширину могут сливаться между собой. При линейном расположении образуются карстовые овраги, а при кучном — замкнутые депрессии неправильной формы. Стенки отдельных слившихся воронок вследствие коррозии и эрозии подвергаются постоянному разрушению. Глинистые продукты выветривания скопляются на дне котловины. Поэтому горизонтальные размеры ее становятся все больше, а глубина меньше. Если вначале стенки отдельных воронок еще заметны, то с течением времени гребни между ними сглаживаются, и уже трудно установить, из скольких слившихся воронок образовалась котловина.

При поднятии района котловина растет не только в горизонтальном направлении, но и в глубину. В результате на дне и склонах старых воронок появляются новые вложенные, котловина приобретает сложный вид. На склонах котловины могут формироваться карстовые и эрозионные овраги. В конечном итоге возникает громадная

депрессия с оврагами по склонам и выположенным дном, покрытым глиной, красноземом, иногда торфом.

Большинство котловин имеет удлинненную форму. В пониженных частях за счет атмосферных осадков или талых снеговых вод могут образоваться постоянные или временные озера. Задержавшийся в котловинах снег, а также атмосферные и талые воды способствуют выветриванию стенок котловин и выравниванию их дна. Поэтому боковые стенки котловин часто являются крутыми и носят следы коррозионной работы воды.

Кроме коррозионных карстовых котловин, могут быть и провальные. Они образуются за счет обрушения больших подземных пустот зоны горизонтальной циркуляции. Стенки их, особенно в первое время после возникновения, также отвесны, а затем несколько выполаживаются.

В Пермской области в южной части Кизеловско-Яйвинского карстового района К. А. Горбунова (1955) установила такие котловины в долинах Свиного Лога, Сухого Лога, Ладейного Лога и Нырка. Они овальной или неправильной формы, длина их достигает 270 м при ширине 70 м и глубине 30 м. Склоны котловин крутые, нередко обрывистые, прорезанные ложбинами, на дне которых наблюдаются русла временных или постоянных потоков. Имеются котловины, которые открыты в сторону верховьев реки, теряющейся в ней. В некоторых котловинах наблюдается несколько действующих понор.

Две сложные небольшие котловины Полазнинско-Шалашинского карстового района показаны на рис. 10. Описаны и более крупные карстовые понижения. Так, у пос. Мутная долина р. Мутной расширяется до одного километра. По мнению А. В. Вшивкова, это — карстовая котловина, имеющая чашеобразную форму и крутые склоны высотой до 100 м, которая сейчас прорезана речной долиной.

В Ксенофонтово-Ныробском карстовом районе известны котловины овальной, реже неправильной формы, в поперечнике до километра. В Кишертско-Суксунском карстовом районе имеется вскрытая и включенная в настоящее время в долину р. Сылвы карстовая котловина у д. Низкое, на дне которой есть несколько восходящих

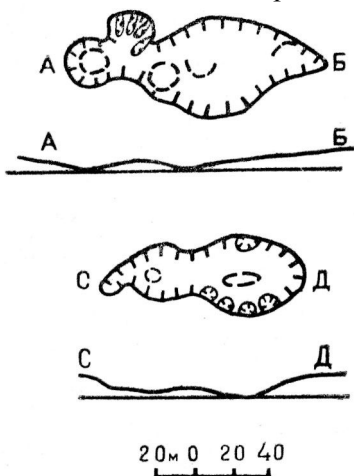


Рис. 10. Небольшие карстовые котловины в Полазнинско-Шалашинском районе Пермской области.

карстовых источников, дающих начало р. Кишертке. Весьма эффективная котловина с поперечником до 0,5 км и глубиной до 100 м имеется в районе д. Мазуевки.

В Кунгурско-Иренском карстовом районе сравнительно небольшие карстовые котловины в гипсах установлены Л. В. Голубевой (1956). В среднем течении р. Ирени, в районе с. Павлово такая котловина длиной около 200 м образовалась от слияния более десятка карстовых воронок глубиной 10—15 м. Перемычки между воронками едва заметны. Другая более крупная котловина находится также по правому берегу р. Ирени, но уже в нижнем ее течении. Она овальной формы, длиной 350 м и шириной 200 м при глубине до 20 м. В южной части котловины наблюдается чашеобразная заболоченная вложенная воронка с поперечником до 70 м и диаметром водной поверхности до 20 м. Для Тулумбасовско-Тиссовского карстового района М. В. Круглов (1933) указывает Плотниковско-Сосновскую и Осинцевскую заболоченные котловины, поперечник которых достигает 5—7 километров.

Мы указали только некоторые из карстовых котловин, имеющих в Пермской области. Большая часть их, за исключением Кизеловского района, находится в районах развития карста гипсов и ангидритов. Часть из них, особенно в Тулумбасовско-Тиссовском районе, по размерам приближается к наиболее крупным карстовым формам и полям. Образование некоторых из них, вероятно, связано с карстом соли.

В Крымских горах на яйлах имеются карстовые котловины: Карадагская, Чернобугорская, Уздужинская и другие. Площадь Карадагской котловины несколько квадратных километров, а глубина по отношению к водораздельным частям яйлы около 350 м. Ряд котловин известен на Кавказе, в районе вершины Оштен, в бассейне р. Гумисты, в районе Сухуми. Наиболее известная Шаорская котловина в Закавказье приближается к полям.

В Африке карстовые котловины известны в меловых известняках Сахары и на плоскогорье Киренаика. В Киренаике к карстовым котловинам приурочены оазисы, орошаемые карстовыми источниками. Таков оазис Мерг. В Южной Африке узкая карстовая депрессия протяжением в несколько километров имеется между Тернер-Трева и Иландспутом.

За счет атмосферных и разнообразных подземных вод в карстовой котловине могут образоваться постоянные, исчезающие и периодически исчезающие озера. Они будут рассмотрены в томе II в главе «Гидрология карста».

Донгасы. Своеобразные карстовые формы известны в Южной Австралии в карстовой области Налларбор (Г. А. Максимович, 1962 б). На этой равнине развиты плоские понижения диаметром от нескольких десятков метров до 500 м и даже до 1,5 км. Их называют донгасами

Глубина их не превышает 1,5—2 м. Г. Косак (1952) эти понижения из-за больших горизонтальных размеров неправильно называет полями. В наиболее пониженных частях донгасов имеются воронкообразные поноры, через которые вода уходит в глубь карстующегося массива.

В Западной Африке в докембрийских известняках синклинали Ниари-Нианга также имеются подобные донгасам понижения диаметром до 800—1000 м и глубиною не более 10 м (Ф. Рено, 1959).

### Поля

Обширные продолговатые замкнутые впадины карстовых областей, обладающие ровным дном и крутыми иногда совершенно отвесными стенками, называются полями. Встречаются поля главным образом в горных областях, где пласты известняков залегают со значительными углами наклона. Форма в плане различна —от сильно вытянутой в длину до овальной и круглой, а у больших— неправильной лопастной, произошедшей от слияния нескольких меньших полей. Обычно длина полей больше ширины, самое малое в 2—3 раза, а иногда и в 10—20 и даже 30 раз. Площадь изменяется от 2—3 до 400 км<sup>2</sup>.

Вот данные о некоторых полях Югославии из классической работы И. Цвийича:

| Поля               | Высота над уровнем<br>моря, м | Площадь, км |
|--------------------|-------------------------------|-------------|
| Ливанско           | 700—740                       | 380         |
| Гламочко           | 882—950                       | 130         |
| Дуваньско          | 860—890                       | 122         |
| Купрецко           | 1120—1150                     | 93          |
| Гатачко            | 930—950                       | 62          |
| Внуково и Ровно    | 1135—1195                     | 30+21       |
| Мастарско (болото) | 230                           | 32,7        |
| Дабарско           | 470—560                       | 29,8        |
| Фатничко           | 470                           | 9,8         |
| Кочеринско         | 320                           | 4,6         |
| Столачко           | 45—65                         | 3,2         |

Распространение их показано на рис. 11, из которого видно, что наряду с большими полями в Югославии, где они впервые были описаны И. Цвийичем в 1901 г., распространены и небольшие.

Поля орошаются карстовыми источниками. Последние, пройдя некоторое расстояние по дну, обычно исчезают в понорах. По водному режиму различают три категории полей:

1) постоянно заполненные

водой, или озера, 2) периодически затопляемые — в сезоны наиболее обильных осадков и 3) не затопляемые. Среди незатопляемых полей есть и такие, которые совсем не орошены карстовыми источниками.

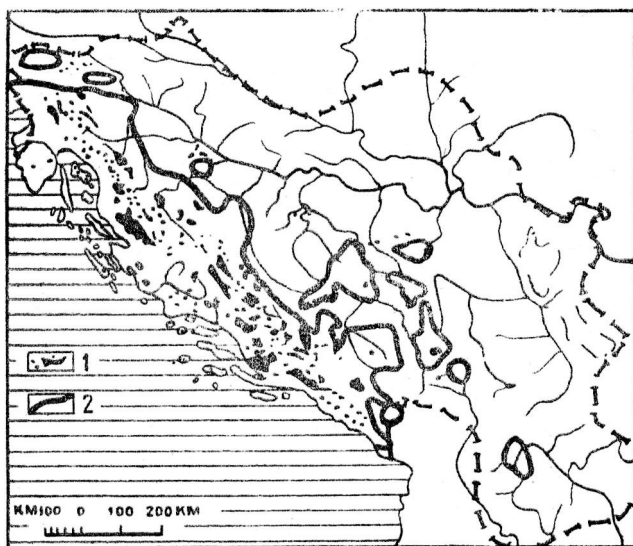


Рис. 11. Поля Югославии (по И. Кунскому, 1950):

1 — малые, 2 — большие.

Ровное дно полей покрыто отложениями, принесенными реками и ручьями, а также красноземом, который остался как нерастворимый в воде остаток при растворении известняков. Над ровным дном полей иногда возвышаются холмы из известняков или карстовые останцы, которые в Черногории называют хумами (рис. 12).

Среди голых безводных каменистых пространств горных районов Западной Югославии поля представляют своеобразные оазисы, где есть все условия для земледелия и устройства поселений — вода и плодородная почва. Здесь в незатопляемых полях сосредоточены селения. Ввиду малоземелья для земледелия используются и затопляемые поля. И. Цвийич описывает, что иногда, когда вода прибует ранее обычного, крестьяне снимают урожай кукурузы, стоя по пояс в воде.

От использования полей для полей и происходит их название. Многие города карстовых областей Югославии и, в частности Цетинье, Никшич, Имотски, Госпич, расположены в полях.

Образуются эти формы различными путями. Часть небольших провалных полей есть результат обрушения сводов тоннелей подземных карстовых рек. Другие — коррозионные, возникли путем слияния соседних карстовых котловин и воронок. Имеются тектонические поля на опущенных по разломам участках. Наконец встречаются суффозионные поля, которые образовались в результате выноса в поноры некарстующихся пород, залегающих среди карстующихся.



Рис. 12. Карстовое поле Лика и Югославии. Видны хумы — карстовые останцы. На заднем плане стенки поля (по И. Цвийичу).

Поля встречаются еще реже, чем карстовые котловины. Для образования их прежде всего необходимо довольно значительно расчленение рельефа. Такая обстановка чаще всего возникает в молодых горных системах. Указываемые для платформ поля большей частью имеют место в пустынных районах, либо связаны со сбросовыми явлениями или обусловлены коррозией и эрозией.

Наиболее типичны поля в западной части Балканского полуострова, на островах Адриатического и Ионического морей, в Крыму, в Закавказье, в Апеннингах. Известны они также в Португалии.

В Азии поля установлены на яйлах Малой Азии, в Китае, Индокитае, на острове Ява.

В Африке депрессии предположительно карстового происхождения известны в Ливийской пустыне на территории Египта. Поля имеются и на о. Ямайке. В Крыму, по А. А. Круберу (1915), это Беш-Текне в юрских известняках.

В Закавказье в известняково-карстовой области Западной Грузии Н. А. Гвоздецкий (1952) указывает на наличие крупных котловин, иногда имеющих морфологические и гидрографические особенности полей. Это Шаорская котловина, поле Зе-Гвардия, котловина

Гурчу в верховьях р. Абаши. Здесь наблюдаются исчезающие реки (Шаоре и другие).

В Малой Азии на северном берегу Средиземного моря в Южной Анатолии поля известны в Ликийских горах и на плато Ичель (Э. Мартонн, 1945; С. Н. Матвеев, 1946; А. А. Крубер, 1915). Здесь имеются поля сухие, озерные и с поглощающими отверстиями, которые могут превратиться в места выхода источников, затопляющих равнину (Э. Мартонн).

В Южном Китае В. Г. Лебедев (1959) описал поля в карстовой области провинции Гуанси. По р. Вангаохэ одни поля образовались в течение трех эпох, а другие — в течение двух. Оба эти типа полей развиваются и в настоящее время, особенно те, которые имеют только подземный сток. В районе Пингуэй имеются как замкнутые с подземным стоком, так и вскрытые речными долинами поля.

В Индокитае есть поля с временными озерами. На острове Ява в районе Генонг Севу установлены поля, сходные с Балканскими.

В Африке в Ливийской пустыне на территории Египта имеется понижение сложной формы, длиной до 200 км и 65 км в ширину. На севере у него обрыв высотой до 300 м. К этой депрессии, которую некоторые считают карстовой (З. М. Шокальская, 1948), приурочены оазисы Харга и Дахла. Автор считает, что депрессия имеет тектоническое происхождение и представляет собой грабен.

На острове Ямайка наблюдаются обширные поля, дно которых усеяно покрытыми растительностью крутыми останцовыми холмами типа хумов (Э. Мартонн, 1945). Местами, где эти холмы расположены близко друг к другу, создается своеобразный пейзаж. Дно полей иногда затопляется.

Погребенные поля (и котловины). Кроме выраженных в рельефе полей и котловин, часто возникших в дочетвертичное время, имеются и древние погребенные. Они были установлены бурением и изучены при разработке полезных ископаемых. М. И. Гевирц (1959) на восточном склоне Урала в Алапаевско-Каменской карстовой области показала наличие полей, котловин, а также карстовых воронок и гребней среди погребенных форм мезозойского карста. Карстовые поля представляют значительные продолговатые впадины площадью 1—2 км<sup>2</sup> с крутыми, иногда отвесными стенками и ровным дном. Форма их овальная или продолговатая, причем длина в несколько раз превосходит ширину.

В Алапаевском карстовом районе установлено 10 погребенных карстовых депрессий, из которых 6 на площади Зырянского железорудного месторождения. Это депрессии Шайтан, Западная (Мелкая), Крутая, Чистоболотная и другие. Наиболее значительная карстовая котловина Шайтан имеет длину 900 м, ширину 450—500 м, глубину от 70 до 140 м.



Четыре депрессии: Чехомовская, Ближнезаводская и две Поскотинских находятся в районе Алапаевских месторождений бурых железняков. Поскотинское поле прослежено в длину на 2 км, а отметка его дна — 80 м. Западный почти вертикальный борт имеет высоту около 140 м. Восточный борт поля более пологий и изрезан короткими и глубокими оврагами. К карстовым депрессиям приурочены залежи бурых железняков.

В Сухоложско-Каменском карстовом районе установлено много погребенных карстовых депрессий. В южной части это Даньковская, Борисово-Зыряновская, Окатовская, Черноскутовская. На Первомайском месторождении бурых железняков в восточной части известно до десяти крупных депрессий. Карстовые котловины и поля имеются в районах Кашинского, Троицко-Байновского и Куртинского месторождений огнеупорных глин, Сухоложского, Богдановичского, Багарякского и других месторождений известняков, а также в окрестностях села Монастырского и д. Волковой.

К погребенным полям и котловинам приурочены залежи бокситов и огнеупорных глин. В Режевском карстовом районе преобладают погребенные котловины мезозойского карста. Длина котловин 200—500 м и редко 800 м. Ширина их в верхней части 90—750 м, а глубина 80—150 м. К карстовым котловинам и воронкам приурочены залежи никелевых руд.

В Алапаевском карстовом районе установлены погребенные формы, которые не описаны для поверхностного карста. Это выделенные М. И. Гевирц (1959) карстовые гребни. В районе Зыряновского железорудного месторождения длина гребня 800 м, ширина 50—150 м при высоте 10—15 м. В Алапаевской группе железорудных месторождений гребень, разделяющий две Поскотинские депрессии, имеет длину 2500 м.

Несомненно, что древние погребенные карстовые поля и котловины имеются во многих других районах. Так в Енисейском кражебыла вскрыта котловина длиной 600 м, шириной 250 м при глубине 50 м (И. С. Рожков, 1945). Значительные карстовые воронки, а вероятно котловины и даже поля, развиты в кембрийских известняках Алданской карстовой провинции (Ю. А. Билибин, 1955). Более подробно погребенные древние карстовые формы будут освещены во втором томе в разделе полезные ископаемые.

## ГЛАВА ПЯТАЯ

### КАРСТОВЫЕ ОСТАНЦЫ

В некоторых районах карстовых областей наряду с углублениями различных размеров, от понор и воронок до котловин и полей, имеются и выпуклые образования. Это не только карстовые гребешки и другие формы между карровыми углублениями, но и различные выступы, холмы, горы. Здесь мы рассмотрим только выпуклые формы, которые образуют своеобразный рельеф на некоторых участках карстовых областей. Большею частью такие останцы возникают в областях с обильными дождями в обстановке теплого климата. Это консонантный рельеф. Развитие углублений разных размеров сопровождается сохранением в промежутках между ними выступов. Иногда такой рельеф можно найти и в тех районах, где в настоящее время уже не выпадает большое количество осадков. Он сохранился от более теплых, влажных и обильных дождями периодов прошлого. Это диссонантный рельеф. Горные выработки и скважины вскрывают останцы, возникшие в тропических условиях в мезозое и палеозое, а затем при опускании территории погребенные под морскими и другими отложениями.

В соответствии с этим карстовые останцы делим на: 1) останцы тропических областей, 2) древние останцы полей, равнин, горных районов, сохранившиеся на поверхности вне тропических областей и 3) древние погребенные останцы.

Последние рассмотрим несколько подробнее, т. к. они имеют практическое значение. В ряде случаев погребенные останцы являются местами скопления нефти и газа (Г. А. Максимович, В. М. Армишев, 1962 а, б). Для понимания их особенностей необходимо ознакомиться с подобными современными формами.

### КАРСТОВЫЕ ОСТАНЦЫ ТРОПИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

В областях влажных тропиков и субтропиков развит своеобразный карст, характеризующийся преобладанием положительных форм — различных останцов, сложенных известняками. Существует много разновидностей тропического останцового карста, но все они имеют сходные признаки. Особенности же отдельных форм обусловлены

разнообразием петрографического состава известняков, их структурой, геологической историей.

Области останцового тропического карста характеризуются следующими общими чертами.

1. Наличие большого количества холмов, небольших гор.
2. Быстрый рост долин в глубину до уровня местного базиса карста.
3. Сильная поверхностная коррозия, создающая карры. В результате поверхностной аккумуляции карбоната кальция перед нависающими частями выступов известняков у крутых, отвесных стен возникают сталактиты-занавеси.
4. Образование больших краевых равнин на уровне базиса карста.
5. Наличие пещер у подножья останцов. Если равнина находится в стадии активного развития, то на уровне краевых равнин или высокого стояния воды образуются желоба.

В краевых зонах происходит самое энергичное разрушение карстующихся пород.

Настоящий останцовый тропический карст, несмотря на лесной покров, представляет собой области голого карста, так как здесь отсутствует почва. Растения произрастают на известняках, и корневая система их проникает в трещины, карры и отверстия в карстующихся породах. Они имеют непосредственный контакт с известняками.

Развитие карста происходит по трещинам, разломам в известняках. Часто они являются причиной развития карста по определенным направлениям. Ими обусловлено цепочкообразное расположение одиночных вершин, останцов, пещер и т. д.

Общей чертой всех карстовых областей является одинаковое высотное положение вершин останцов, но не долин, растущих в глубину. Вершины холмов можно соединить и изобразить в виде изолиний (Г. Леман, 1953).

Во влажных тропиках большое значение имеет поверхностная коррозия, развитая даже на крутых склонах. Атмосферные осадки — это почти химически чистая вода. Известно, что при 25°C в 1 литре воды растворяется 14 мг карбоната кальция. При 1000 мм осадков в год это даст 14 г на 1 м<sup>2</sup>. Данным обстоятельством нельзя пренебрегать. В течение 10 лет с каждого квадратного метра голого карстового известняка химическим путем будет унесено примерно 140 г известняка. В тропиках, где выпадает несколько метров осадков, подобная химическая денудация может произойти почти в течение одного года.

Атмосферные осадки тропиков обладают кислой реакцией. Возможно, здесь играет роль азотная кислота, которая образуется вовремя тропических гроз. П. Биро указывает, что содержание азотной кислоты в атмосфере тропиков в два раза больше, чем в умеренных широтах. Этим можно частично объяснить образование острых карров.

Сравнительно высокая температура уменьшает содержание углекислоты в дождевой воде. Однако большое количество ее образуется при разложении остатков растений и в процессе жизнедеятельности микробов. Количество ее в 100 и более раз выше, чем углекислоты, содержащейся в дождевой воде. Азотная кислота и углекислота значительно ускоряют карстовый процесс.

Теплый влажный климат благоприятствует развитию пышной растительности, а физико-химическое действие растений при их жизни способствует растворению породы.

Растворяющая способность подземных вод невелика. Однако, благодаря обилию осадков, количество их значительно. Карстовые воды стоят довольно высоко, а поверхность земли понижается быстро. Зона вертикальной нисходящей циркуляции вод имеет малую высоту. Нередки наводнения, производящие разрушительную работу в известняках.

### **Распространение останцового тропического карста**

Китай. По Виссману (1953), в Восточном Китае отмечается зона перехода от умеренного климата к тропическому. Она проходит через территорию нижней Янцзы, севернее Тангу и южнее горных стран, окружающих Нанкин.

В окрестностях Нанкина скалы-останцы с крутыми склонами встречаются только в долинах, низкогорных местах высотой 50—200 м. Вокруг них располагаются высокие горы из гранита, кварцита, песчаника. В плотном, массивном ордовикском известняке горного края Шаньтоу образуется типичный останцовый карст.

Северная граница тропического карста совпадает у нижней Янцзы с северной границей частично латеритизованных красноземов с pH 6,0 и с северной границей лавровых лесов. Здесь значительно меняется климат.

В Западном Китае северная граница тропического останцового карста также совпадает с границей распространения лаврового леса до высоты 1800—2000 м в Гуйчжоу и Восточном Юньнани. В высокогорных областях Центрального Юньнана тропический карст исчезает. Здесь резко уменьшается количество осадков, и они выпадают преимущественно в течение пяти летних месяцев. Климат Центрального Юньнана отличается от Восточного Юньнана и по температурным особенностям. При одинаково мягких зимах, лето здесь менее жаркое на 7—10°. В этом отношении климат Среднего Юньнана похож на средиземноморский.

В Юго-западном Китае в условиях теплого и влажного климата в трещиноватых пологопадающих пермокарбонных и триасовых известняках развиты разнообразные карстовые останцы (рис. 13, 14). Высота, близость к водотокам, степень трещиноватости и падение

пластов влияют на возраст и формы карстового рельефа. Чем ближе к р. Сицзяну и его притокам, тем моложе рельеф. Чэнь Шупэн выделяет шесть карстовых районов.



Рис. 13. Карстовые останцы в южной части провинции Гуанси в Китае (по Г. Виссману, 1952).

1. В восточной Юньнани на высоте 1500—2000 м распространены «каменные леса», по-китайски — «шилин». Это скопления столбов высотой менее 100 м, которые перемежаются с воронками глубиной 20—40 м. Каменные леса особенно развиты в окрестностях Лунани, где преобладает подземная циркуляция вод.

2. В верхнем течении р. Хуншуйхэ, в районе Тяньэ-Дунлань, где высоты 1000—1200 м, поверхность сильно расчленена. Широко распространены цилиндрические башни, образовавшиеся в результате коррозии пермокарбонатных известняков. Имеются и останцы из триасовых песчаников и сланцев, возникшие под влиянием эрозии. Башни, плотно смыкаясь, окружают котловины и поля, имеющие длину 1—2 км

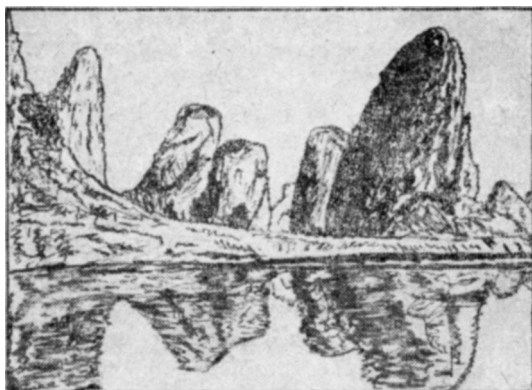


Рис. 14 Останцовый карст. Китай Гуанси (по Г. Виссману)

3. На границе с ДРВ между реками Цзоцзян и Юцзян, известняки занимают до 80 % территории. Башни высотой 200—300 м располагаются либо полукругом в виде гигантской ширмы, либо образуют сплошные стены, между которыми остаются коридоры шириной от 0,5 до нескольких километров. Поверхностная циркуляция вод слабо развита. Река Юцзян имеет глубоко врезанную долину, а притоки ее часто образуют водопады и висячие долины.

4. Восточнее Яншаня в бассейнах рек Гуйцзян и Хецзян мощные толщи известняков погребены под красным землем. В результате аккумулятивной деятельности Гуйцзян и других рек образовалась аллювиальная равнина. После поднятия страны началась коррозия и расчленение эрозионного плато. Образовались сложные формы останцового карстового рельефа — башни высотой 80—150 м сосрезанным верхом. Остатки плато сохранились только по краям долин и в верховьях рек.

5. В бассейне р. Люцзян, между Лючжоу, Ишанем и Чжунду, на сложенном известняками плато разбросаны конусообразные останцы, окруженные обломочным материалом. Притоки Люцзяна часто исчезают с поверхности. В местах расчленения плато в воронках скапливается вода.

6. В уездах Гуйпин, Хэпьянь, Биньянь, Ули и Цзосянь, где высота менее 200 м, по берегам р. Юйцзян развиты мощные сильно трещиноватые известняки. Башнеобразные останцы высотой не более 50—60 м отстоят друг от друга на расстоянии 3—4 км. В низинах обнажены водонепроницаемые песчаники.

Останцы Южнокитайской карстовой провинции имеют площадь от нескольких сотен квадратных метров до многих квадратных километров.

В последнее время В. Г. Лебедев (1959) довольно обстоятельно охарактеризовал карстовые останцы провинции Гуанси в Южном Китае. Холмы в виде сахарных голов издавна изображались в китайской классической живописи.

Демократическая республика Вьетнам. Здесь карст развит на площади около 50 тыс. км<sup>2</sup>.

В геолого-географическом отношении карст ДРВ является прямым продолжением карста Юньнанского нагорья Южного Китая. Вместе они образуют самую обширную карстовую страну Мира, имеющую площадь около 600 000 км<sup>2</sup>. М. А. Зубашенко (1961) в ДРВ выделяет область карстовых останцов. Она разорванным полукольцом охватывает низменную равнину р. Красной (Хонг-Ха). На северо-востоке область останцов начинается живописными разрозненными известняковыми массивами, которые заполняют залив Ха-Лонг и прилегающее к нему побережье. После перерыва на северо-западе, область останцов продолжается на западе и юго-западе, где она занимает восточные предгорья горной системы, охватывающей весь северо-запад ДРВ. Область карстовых

останцов территориально распадается на два района, которые по условиям развития карста и карстовой морфологии близки друг к другу. По-видимому, они приурочены к крыльям синклинали, в которой пермокарбонатные известняки испытали значительные опускания. Приподнятые крылья на северо-востоке и юго-западе отличаются однообразными петрографическим составом, структурой, условиями залегания. Все это определило и однообразное карстопроявление в данных разрозненных районах.

До миоценового эпейрогенеза на значительной площади равнины Бак-Бо были, по-видимому, широко распространены закарстованные известняки палеозоя. Тектонические опускания привели к тому, что все они оказались перекрытыми мощной толщей дельтовых образований. Лишь по окраинам синклинали сохранились участки древнего карста. Последний представлен в настоящее время ландшафтом карстовых останцов.

Карстовые останцы представляют собой изолированные известняковые массивы или гряды, имеющие относительные высоты от 30—60 до 200—300 м. Площадь, занимаемая ими, весьма различна — от нескольких сот квадратных метров до нескольких квадратных километров. Форма их также отличается большим, разнообразием, но обычно они имеют крутые, почти отвесные склоны, резко поднимающиеся над окружающей равниной. Склоны и вершины несут многочисленные и причудливые формы выветривания известняков, которые придают карстовым останцам крайне своеобразный, неповторимый рисунок.

У берегов ДРВ в бухте Ха-Лонг широко известен изумительно красивый архипелаг, в который входит до тысячи островов-скал причудливой формы, представляющих затопленные морем останцы из кристаллических верхнепалеозойских известняков (рис. 15). Эти обрывистые острова покрыты пышным тропическим лесом. Близ дельты Бак-бо у гористых островов в известняках имеется много больших пещер со сталактитами и сталагмитами.

На острове Кат-ба, крупнейшем в бухте Ха-Лонг, и на других островах вершины имеют большей частью круглую форму. Встречаются фьордообразные бухточки.

В бухте Ха-Лонг имеются карстовые равнины, в большинстве случаев затопленные морем. Морские воды заходят в плоскостные котловины. Часть равнин покрыта мангровой растительностью.

Море затопило часть краевой равнины и, благодаря растворению в интервале между уровнем прилива и отлива, сделало почти проходимой глубокую горловину. Деятельность моря, усилив обрывистость склонов, привела к округлению основных форм котловин и бухт, расширила некоторые пещеры, привела к образованию сквозных пещер, которые нередко соединяют море с затопленными котловинами.

<sup>10</sup>. Основы карстоведения

Море абразией подрезает останцы, и одни из них стоят только на «костылях», другие уже упали. Карстовые формы архипелага и суши особенно не отличаются друг от друга.



Рис. 15. Равнина с карстовыми останцами, затопленная морем. Бухта Ха-Лонг, ДРВ (по Г. Виссману).

Карстовые явления приурочены исключительно к карстовым останцам. Они представлены многочисленными и часто очень крупными пещерами. В отдельных случаях кажется, что весь массив останца прорезан густой сетью подземных ходов и пустот. Последние все сухи, т. к. лежат выше уровня поверхностных и подземных вод. Образоваться они могли лишь в условиях, когда на месте современных останцов здесь существовали сплошные известняковые массивы, в которых осуществлялась активная подземная циркуляция вод. В настоящее время эти карстовые формы можно считать «мертвыми», так как водосборная площадь изолированных останцов так мала, что ждать существенного карстования их нельзя. Многие пещеры используются как культовые объекты, служат местом паломничества населения.

В центре некоторых обширных останцов находятся замкнутые котловины, дно которых лишь несколько выше окружающей равнины. В таких случаях останец имеет вид замкнутого кольца. Расположенные внутри, останцов котловины сухие, атмосферные воды



уходят из них подземным путем. Много подобных останцов расположено в бассейне р. Бой. В отдельных случаях кольцо прерывается сниженным перевалом или чаще через него проходит сквозная пещера.

В настоящее время карстовые останцы разрушаются не столько за счет процессов коррозии, сколько путем воздействия других агентов денудации. На усиленное разрушение их указывает скопление крупных глыб известняка у подножия склонов. Известны случаи обвала пещер. Формы древнего карста способствуют современному разрушению карстовых останцов.

Карстовые останцы имеются и в выделенной М. А. Зубащенко Северо-западной области карста.

Средняя часть области — район Шон-Ла — лежит примерно на 500 м над уровнем моря и характеризуется ослабленным современным закарстовыванием. Широкое известняковое плато перекрыто мощной толщей элювиальных красных глин, над которыми поднимаются сильно разрушенные известняковые останцы. Плато испытало лишь незначительные поднятия. Омоложение карстовых процессов не произошло, и повсеместно наблюдаются следы древнего карста. Последний представлен преимущественно подземными формами, которые обуславливают исключительное безводие всего плато.

Поверхностные формы карста представлены здесь лишь поглощающими воронками-понорами. Все остальные карстовые понижения выполнены элювием и слабо прослеживаются в рельефе. В целом район Шон-Ла можно считать областью, где закарстовывание привело к пенепленизации известнякового массива и для возобновления карстового цикла необходимо новое понижение базиса карстовых вод.

Юго-восточную часть этой карстовой области занимает плато Мок-Тяу, абсолютные отметки которого достигают 1 000 м. Плато представляет увалистую равнину, местами сильно всхолмленную. Основными формами рельефа являются всевозможные котловины и резко выделяющиеся известняковые останцы с относительными высотами 20—50 м. Очертания понижений смягчены мощным плащом красной глины. Известняки обнажены только на гребнях, отделяющих котловины. Все они изъедены каррами. На склонах карстовых останцов хорошо выражены коррозионные формы, которые придают склонам сложный рисунок. Даже при условии очень ограниченных водосборных площадей известняковые останцы подвергаются усиленному химическому выветриванию. Последнее приводит к образованию глыб известняка, вместе с элювием сползающих к подножию склонов.

В районе Мок-Тяу в настоящее время наблюдаются довольно активные карстовые процессы, которые и дали начало многочисленным поверхностным и подземным формам.

Чистый, плотный, твердый пермокарбоновый известняк, наиболее подходящий для развития останцового карста, тянется от западного Гуандуна и Гуйчжоу до восточной Бирмы и Северного Таиланда.

Останцовый тропический карст распространен во влажном тропическом Южном Юньнани, в Таиланде, Камбодже, Тенассериме, Лаосе, Малайе.

В Южном Таиланде, Малайе и рудниках Гуанси на почти идеальных равнинах при поисках и эксплуатации россыпных месторождений олова был обнаружен карстовый рельеф в виде округлых известняковых холмов высотой до 15 м, карманов, коронок и котловин. Поверхность известняков похожа на огромные коренные зубы человека. Наблюдаются также острые зубцы и останцы. Оловоносные пески, образованные при разрушении контактирующих с известняками кристаллических пород, приурочены к котловинам и карманам между зубцами.

Ява. Останцовый рельеф известен на Малайском архипелаге и, в частности, в известняковых горах на острове Ява. Исследованиями установлено, что в условиях влажного тропического климата вначале процесса растворения известняков содержание карбоната кальция в воде больше, чем в районах умеренного и холодного климата. Это объясняется присутствием углекислого газа и повышенным содержанием гуминовой кислоты в воде, особенно когда она просочилась через мощный почвенный слой.

В результате интенсивного выщелачивания известняков отрицательные формы быстро растут, расширяются и образуется останцовый рельеф в виде правильных конических холмов.

По мнению Г. Т. Ферстаппен (1960), развитие этого типа карста ограничивается теми районами, где имеются однородные известняки на высоте не более 1500—2000 м над уровнем моря, а выпадение осадков, составляющих 1500 мм в год, сочетается с продолжительным сухим периодом.

На Малайском архипелаге, кроме тропического останцового карста, наблюдается и нормальный с воронками, пещерами и каррами, а также переходный «лабиринтовый». В последнем типе образуются как положительные, так и отрицательные формы карста.

Карстовые формы активно развиваются не только на поверхности, но и под мощным почвенным покровом. В последнем случае это обусловлено значительным содержанием гуминовой кислоты и  $\text{CO}_2$  в водах.

Эволюция различных форм карста Малайского архипелага обусловлена, помимо климата, рядом других причин. На карстообразование в известняковых массивах очень влияет неоднородность известняков, их текстура и пористость, тектонические условия, очертания первоначального рельефа, уровень карстовых вод, мощность

почвенного покрова, направление древних береговых линий или русел древних рек и другие факторы.

Западная Индия. Встречается тропический карст разных типов — от холмисто-останцового до останцового с крутыми склонами, которые были описаны для юго-восточной Азии. Однако здесь отсутствуют причудливые картины Южно-Китайского останцового карста. Это, наверное, в первую очередь зависит от возраста карста. Западноиндийский карст моложе.

В западном полушарии останцовый рельеф известен в Мексике, на Больших Антильских островах и в Южной Америке.

Мексика. Останцовый тропический карст находится в северной части гор Сьерра-Мадре между реками Рио-дела-Сьерра и Рио-Поана. С севера эта карстовая область ограничивается третичным бассейном Табаско, сложенным мергелями и переходящим в современную аккумулятивную равнину с многочисленными озерами. Меловые известняки области содержат  $\text{CaCO}_3$ , до 98 %. Наблюдениями установлено, что подземная коррозия началась раньше окончательного поднятия известняков в миоценовое или плиоценовое время. Она была особенно сильной в тектонически ослабленных зонах и вдоль линий докарстовой гидрографической сети.

На эродированной поверхности туронских известняков несогласно залегают эоценовые мергели. Северная часть антиклинали Попоса-Пускатан, где встречаются чистые формы останцового карста, находится на пересечении меловых и постплиоценовых складок. Существующие сбросы определяют господствующее направление известняковых останцов.

В северной части антиклинали встречаются чистые формы останцового карста — куплены. Внешний вид их аналогичен подобным формам карста Кубы, Вест-Индии и Ямайки. Наблюдается различие между купленами периферии и центра карстовой области. На периферии куплены многочисленны (до 20—30 останцов на  $1 \text{ км}^2$ ), достигают высоты 25—150 м при диаметре 80 м. В центральной части склоны купленов становятся положе (около  $20^\circ$ ) с выпуклыми формами. Куплены ориентированы вдоль тектонических линий север — северо-запад — юг — юго-восток, северо-восток — юго-запад и восточно-западных направлений и линий древней докарстовой гидрографической сети. В областях развития останцового карста встречаются польеобразные понижения, которые быстро срастаются с «краевой карстовой равниной», отделяющей предгорья от аккумулятивной равнины.

Встреченные формы купленов относятся к четырем генетическим типам.

Тип А — куплены имеют форму полусферы со склонами  $20$ — $25^\circ$ , вершина прикрыта почвенным слоем. Высота и диаметр купленов весьма различны. Встречаются они в центральной части карстовой области.

Тип Б — характерны башенные формы, у основания куплена пещерки со сталактитами и потолочными каррами. Встречаются в периферийной зоне.

Тип В — наиболее распространен, отличается от предыдущего наличием почвенно-щебнистого шлейфа у подножия куплена. Ширина шлейфа 60—80 м, высота 5—10 метров.

Тип Г — высота куплена не превышает 10 м, склоны покаты, только на вершине обнажается известняк. Эти формы встречаются в краевой карстовой области.

Многообразие форм останцового карста определяется главным образом интенсивным процессом растворения известняков, обусловленным особенностями литологии и гидрогеологии, условиями залегания и трещиноватости известняков, жарким и влажным (около 4000 мм осадков в год) климатом и пышной тропической растительностью.

Необычайно быстрая коррозия обусловлена высокой агрессивностью воды с рН от 5,9 до 7,1 и присутствием в воздухе большого количества  $\text{CO}_2$ . Наиболее интенсивное растворение известняка происходит на контакте сырой почвы и породы.

Внутри карстовой области господствуют несколько иные условия. Куплены покаты с выпуклыми склонами. Краевые поля распространяются вглубь купленового рельефа рукавами с очень узкими выходами, часто указывающими на прорыв поля.

Поля быстро срастаются с краевой карстовой равниной, окружающей область с востока и севера.

На обнаженных известняках наблюдаются разнообразные карровые формы.

Тропический карст, распространенный на Больших Антильских островах (Куба, Ямайка, Доминиканская республика и Пуэрто-Рико) в известняках различного возраста, разного петрографического состава и условий залегания, разнообразен по виду. Начало карстования или повторное карстование известняков на Кубе и Пуэрто-Рико совпадает с плиоценовой или плейстоценовой фазой поднятий. Только для Ямайки возраст карста миоценовый. В областях останцового карста на Антиллах вершины не покрыты остаточными продуктами выветривания. Несмотря на большое количество осадков, растительность в виде первобытных лесов здесь ксерофитного облика. Растения произрастают непосредственно на известняке. Наблюдаются карровые поля с гребнями, острыми как нож. Местами карровые гребни дырчатые. Образовавшиеся при относительно молодых обвалах отвесные стены корродируются и становятся полосатыми из-за длинных глубоких карровых желобов. Вертикальные ущелья часто расширены на несколько метров и образуют глубокие дороги, ведущие с карстовых полей в зону моготе. В толще известняков наблюдаются круглые цилиндрические каналы или органые трубы. Их хорошо можно наблюдать там, где останцы подрезаны

при строительстве дорог или устройстве поселений. Южнее Кокпит Каунтри на Ямайке расстояние между отдельными трубами только 4—5 м, что указывает на сильную коррозию. Это подтверждается и наличием сталактитовых занавесей на выступающих частях известняков. Последние образуются при испарении поверхностных вод, содержащих в растворе большое количество карбоната кальция, и падении каплями с выступов известняков. Одинаковая округлость карстовых вершин, весьма характерная для тропического карста, также объясняется интенсивным проявлением поверхностной коррозии.

Как уже указывалось, эти явления — результат совместного действия продуктов жизнедеятельности растений и большого количества воды, насыщенной углекислотой и, возможно, азотной кислотой.

Куба. Карстовые останцы, называемые моготе, встречаются в горах Сьерра-де-лос-Органос. Здесь характерны отвесные склоны и плоские вершины. На крутых откосах, прикрепившись корнями к скудной почве в выемках горных пород, растут драцены, пальмы, дубы. Вместе с другими сопутствующими растениями они покрывают горы, придавая им вид гигантских губок.

Там, где области останцового карста не граничат с зонами молодых разломов или флексурами или кончаются обрывистой ступенью пластов, как в южнопуэрториканском тропическом карсте, часто находятся карстовые краевые равнины, покрытые нерастворимыми продуктами выветривания. Они расположены у основания холмов и останцов-моготе. Такая краевая равнина имеется в южной части Сьерра-де-лос-Органос на Кубе у Виньялес (область Пинар-дель-Рио). Она сложена мезозойскими известняками.

Настоящая карстовая краевая равнина состоит из известняков Виньялес — формации, над которой поднимаются моготе и изолированные группы останцов. Она продолжает активно развиваться. Происходит разрушение останцов и образование в основании их пещер. Вследствие обвалов возникают обрывистые стены до 30—40 м высоты и более. Но продукты обрушения отсутствуют, т. к. они растворяются на карстовой краевой равнине. Только местами у подножья останцов сохранились обломки.

На интенсивную поверхностную коррозию указывают глубокие желобки карров на молодых обрывистых склонах, занавеси сталактитов в пещерах, типичное оформление останцовых форм, глубокие карровые ложбины и воронки, разделяющие вершины в цепях останцов.

Примерно на такой же высоте над уровнем моря, как и краевая равнина в Сьерра-де-Виньялес, почти на половине дороги между Виньялес и Сан-Висенте, лежит поле Гуасаса или внутренняя равнина (рис. 16). Оно окружено обрывистыми стенами. Дорога в Сан-Висенте, проложенная через поле, использует узкий проход Пуэрто-дель-Анкон

в стене поля, который образовался в результате обвала. Этот проход лежит на высоте 10—15 м над дном поля.

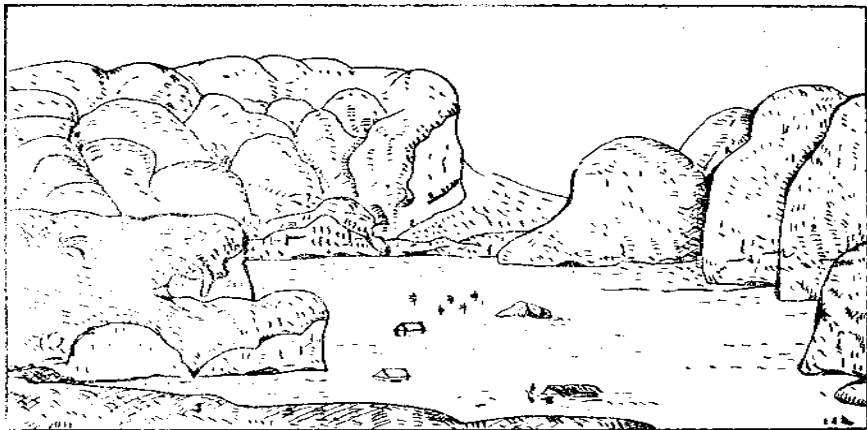


Рис. 16. Поле, окруженное останцами. Куба.

В основании отвесных склонов поля располагаются пещеры, поглощающие воду, выпадающую во время тропических дождей. Дно поля по краям неровное из-за различной мощности наносных образований. Оно покрыто желто-коричневой красноватой глиной мощностью в несколько метров, похожей на терра росса. Только местами в середине поля можно видеть отдельные выступающие маленькие известняковые холмы типа динарских хумов.

В основании известняков Сьерра-Виньялес водонепроницаемых отложений не наблюдается. Базис коррозии в соседней карстовой краевой равнине находится почти на одинаковой высоте с дном поля.

Другой тип — это карстовые краевые равнины близ моря. Они состоят из многих наклонных равнин, поднимающихся до 100 м над уровнем моря, местами пологоскладчатых и располагающихся между рядами карстовых останцов.

Эти равнины образовались при совместном участии коррозионных процессов (карстовая коррозия вершин), поверхностной эрозии процессов аккумуляции продуктов выветривания. Расчленению

равнин препятствуют невысокое положение над уровнем моря и кольматация красноземом понор и трещин, ведущих в толщу известняков. Тем не менее поверхностные воды, проникают в известняки и циркулируют в них.

Ямайка. Две трети территории Ямайки занимает сильно расчлененное известняковое плато абсолютной высотой 300—1000 м. Оно сложено в основном белыми кристаллическими известняками верхнеоценового — среднемиоценового возраста мощностью до 700 м. Вдоль северного берега острова встречаются известняки с примесью мела и мергеля (Монтпельерские пласты), отделенные от белых известняков Даунвальской сбросовой зоной. В районах распространения белых известняков вдоль многочисленных тектонических трещин преобладает вертикальная эрозия. Монтпельерские пласты больше подвержены горизонтальной эрозии. Ниже белых залегают две серии желтых известняков, разделенных прослоями глины и туфа; в верхней серии циркулируют подземные воды. В результате Антильского орогена в среднем миоцене толщи известняков подвергались слабой складчатости и возникла антиклиналь, а также образовались многочисленные сбросы, в основном широтного простирания.

После орогенических движений, когда известняки были открыты для действия эрозии, в центральной части Ямайки началось развитие карстовых явлений. Влажный тропический климат с осадками 2000—3750 мм в год и тропическая растительность, значительно увеличивающая содержание  $\text{CO}_2$  в почве, ускорили здесь процессы карстообразования.

На Ямайке наиболее выражены два типа тропического карста — кегельный, конусообразный, или «кокпит», и башенный.

Первый тип карста, наиболее распространенный на острове и особенно хорошо развитый в его северных и центральных районах, представляет собой однообразное чередование конусообразных холмов и понижений с превышениями обычно около 100 м, иногда до 150 м. Данный тип карста развивается в результате растворения известняков вдоль трещин и сбросов, а также обрушения кровли образовавшихся при этом подземных полостей. Уровень карстовых вод здесь всегда ниже дна понижений.

Там, где подземные воды поднимаются выше дна этих понижений, развивается башенный карстовый ландшафт, для которого характерны покрытые лесом холмы с крутыми склонами ( $60$ — $90^\circ$ ), разделенные более или менее плоскими долинами, часто затопленными (рис. 17).

Там, где процессы растворения развиты слабее, наблюдаются другие типы карста. В северных и центральных районах Ямайки, где количество осадков меньше, а кроме известняков имеются мергели, развиваются долины и поля, сходные с формами, характерными для карста умеренных широт. Образование их тесно связано с активной

деятельностью водных потоков, способствующих быстрому расширению долин.

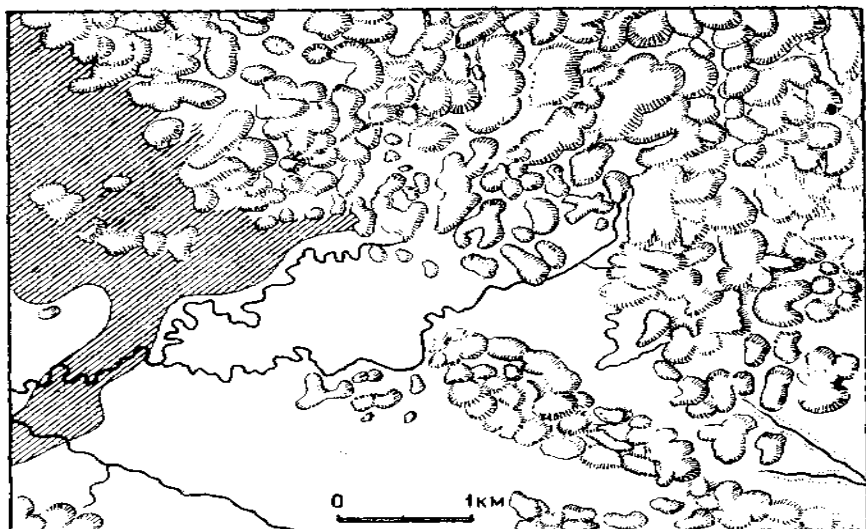


Рис. 17. Холмисто-останцовый карст Ямайки (по Г. Леману).

Представление некоторых исследователей о том, что полья являются завершающей стадией цикла развития карстовых форм, на Ямайке не подтверждается. Развитие польев здесь часто не связано с проявлениями других типов карста. Стадия польев возникает при особом ходе эволюции карста и обусловлена местными климатическими, литологическими и другими условиями (рис. 18).

На Пуэрто-Рико образование тропического останцового карста близ моря прекращается уже на высоте +100 м. Происходит рост отрицательных форм в горизонтальном направлении. Таким образом, часть карстовых равнин могла образоваться без останцового рельефа. Такие равнины имеются на Кубе, в береговых районах Ямайки.

На Кубе и Ямайке существуют районы известняков, где отсутствуют типичные формы тропического останцового карста. Здесь



наблюдаются обыкновенные карстовые явления — карры, плоские воронки, исчезающие речки и т. д. Эти районы обычно располагаются на небольшой высоте над уровнем моря и сложены мелом или мергелистыми известняками.

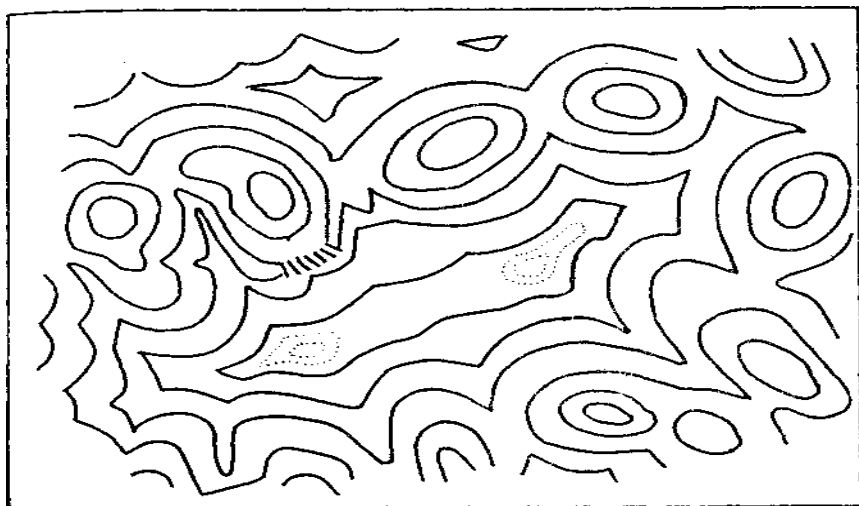


Рис. 18. Долина, окруженная останцами. Ямайка.

Бразилия. В Южной Америке останцовый карст имеется в Бразилии, штат Минас-Жераис. Каледонские бразилиды с силурийскими и кембрийскими известняками слагают Бразильское нагорье (Г. А. Максимович, 1962 б).

Севернее г. Белу-Оризонти, столицы штата Минас-Жераис, в известняках свиты бамбуи (силур), на слегка всхолмленной поверхности поднимаются изолированные останцы известняков в виде отдельных холмов и массивов, имеющих то мягкие очертания, то почти отвесные склоны. Эти холмы занимают площадь, достигающую сотен квадратных метров, а поверхность вершин часто покрыта древесной растительностью. По соседству с массивами и вдали от них встречаются отдельные известняковые, иногда грибообразные столбы.

Склоны массивов изборозжены каррами. Между массивами изолированно разбросаны углубления в виде воронок и котловин сочных пологими бортами. На дне их обычно имеются небольшие озера или болота. Котловины занимают такую же площадь, как и холмы, и часто расположены в начале небольших долин.

Эрозионно-карстовые формы на поверхности и стенах массивов и холмов разнообразны. Среди них имеются: 1) плосчатые углубления и щели шириной 1—2 см, расположенные горизонтально; 2) углубления овальной формы (альвеолярные), субгоризонтальные; 3) губчатые (ячеистые) карры с поперечником 1—3 см, отделенные друг от друга тонкими стенками; 4) углубления в виде котлов с разрушенными стенками; 5) вертикальные борозды, часто перемежающиеся с альвеолярными формами; 6) расширенные трещины с промежутками между ними в виде гребней субвертикального направления. Последние часто перемежаются с кавернами и лунками неправильной формы.

Все эти карровые и им подобные образования обусловлены корродирующим и эродирующим действием атмосферных вод. Горизонтальные борозды приурочены к трещинам напластования известняков, а вертикальные связаны с эродирующим действием стекающих вод. Расширение трещин происходит не только за счет действия воды, но и за счет деятельности корней растений.

Формирование изолированных холмов Ж. Трикар (1956) объясняет различной скоростью денудации метаморфизированных и неметаморфизированных известняков. Последние, как менее денудируемые, образуют отдельные массивы в виде останцов. Происходившая в четвертичное время смена аридных и гумидных периодов способствовала дифференцированной эрозии. В гумидных условиях рыхлые продукты выветривания быстро удалялись водными потоками. В аридной обстановке они скоплялись у основания останцов.

### **Типы останцового тропического карста**

Распространение останцового карста указывает на то, что для образования его необходимы влажный, теплый, безморозный климат с осадками, выпадающими в течение всего года, высокими температурами в течение длительного лета.

Тропический карст характеризуется положительными формами рельефа, а не отрицательными, как в умеренном климате. Здесь на небольшой площади образуется большое количество останцов.

Существует несколько классификаций останцового карста тропиков. И. Роглич (1953) для тропиков выделяет следующие крупные формы: карстовая краевая равнина, равнина полей, равнина котловин, останцово-карстовая равнина и плоская равнина. Не все они осложнены останцами.

Большинство исследователей различают четыре типа, являющиеся стадиями развития тропического останцового карста.

1. Холмисто-останцовый карст. Это холмы высотой до 100 м, отделенные друг от друга мелкими закрытыми долинами. Вершины их находятся примерно на одном уровне. Сюда относятся кокпит — карст Ямайки, Пуэрто-Рико, а также карст Явы, Новой Гвинеи.

Подобный же карст, но с коническими холмами, похожими на сотни волчков, перевернутых вверх дном, и с более глубокими долинами между ними, наблюдается в Гуйчжоу, в Восточном Юньнани.

В горных районах Лаоса, ДРВ, в районах молодых восходящих движений отмечается огромное количество карстовых вершин, разделенных глубокими бороздами.

2. Останцовый карст. Это равнина, усеянная группами известняковых останцев с вертикальными склонами высотой 60—200 метров. Останцы сильно изъедены коррозией, особенно на уровне равнины. В них имеются пещеры и горизонтальные ходы (рис. 19). Данный тип карста встречается в бассейне Гуанси, ДРВ, Таиланде, Малайе, Центральной Суматре и на Кубе.

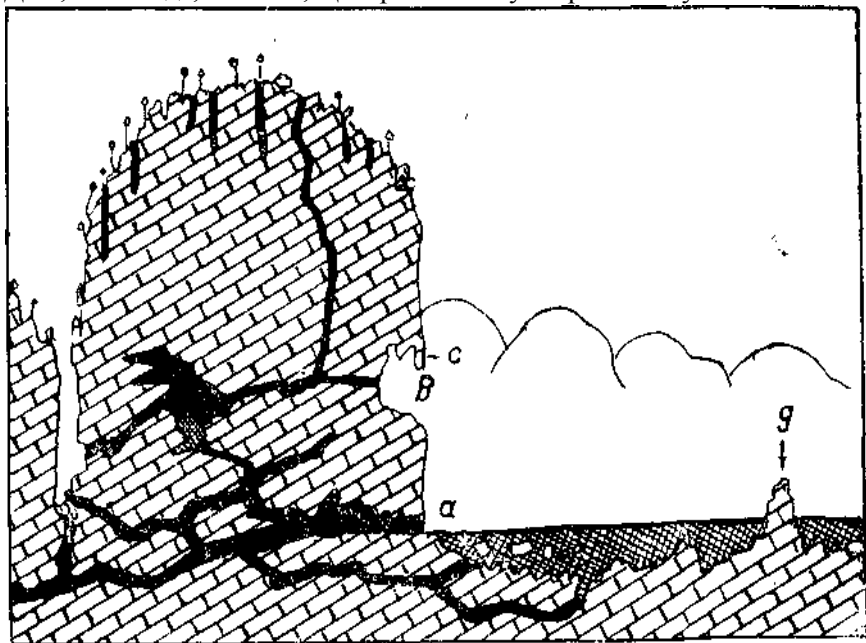


Рис. 19. Карстовый останец моготе на краю карстовой равнины с погребенным карстом. Сьерра-де-лос-Органос, Куба (по А. Н. Хименес). Пещеры: а — на уровне равнины, в — верхняя, с — сталактиты, д — изолированный карровый камень «собачий клык» и карры под почвенным покровом.

Вследствие растворения известняка и боковой эрозии происходит рост равнин. В бухте Ха-Лонг ДРВ можно наблюдать все переходы от дикого горного карста до останцового.

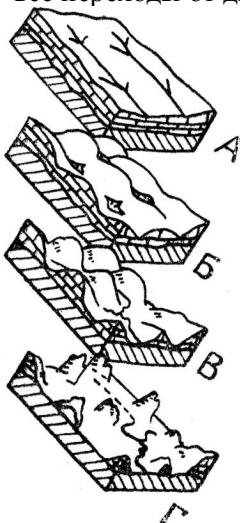


Рис. 20. Схема развития останцового карста в тропиках по Г. Леману (1953).

А — появление зачаточной гидрографической сети при положении, когда земная поверхность находится на незначительной высоте над общим базисом эрозии; Б — закарстовывание при поднятии: появление бессточных карстовых понижений и их рост в глубину, подземный дренаж по расселинам; В — при достижении водоупорных некарстующихся пород переход к наземному дренажу, расширение карстовых понижений, формирование останцов; Г — превращение останцовых массивов в изолированные остаточные останцы.

Долины расширяются в карстовые котловины и поля. Стены, отделяющие одну котловину от другой или от краевой равнины, разрушаются и исчезают. Равнина затопляется морем, дно которого осушается во время отливов.

3. Известняковая краевая равнина с останцами, пространства между которыми покрыты осадками. Местами среди равнины возвышаются «каменные леса». Они имеются в Китае вокруг Лунаня, на востоке ДРВ.

4. Равнина, покрытая обломками известняка с погребенным карстовым рельефом в виде холмов, воронок, карманов, котловин. Такой рельеф обнаружен в оловянных разработках Малайи. Когда поверхность известняков была освобождена от покровных образований, стали видны поля зубцов, останцы высотой до 16 м с глубокими понижениями между ними. Погребенный тропический карст найден и в Южном Таиланде при добыче олова.

Схему развития известнякового останцового карста в тропиках дал Г. Леман (1953) — рис. 20.

Эта схема, как и всякое обобщение, только в самых общих чертах объясняет возникновение и развитие останцового карста. В ней нет полей среди останцового рельефа, которые известны на о. Куба. Нет краевой равнины и погребенного карстового рельефа. Приведенное на схеме изображает стадии доостанцовую, холмисто-останцовую, останцового карста и изолированных останцов.

Если река врезается в покровные образования равнины и ниже лежащие известняки или воды ее уходят в поноры, карстовые останцы разрушаются, склоны их выколаживаются, а у подножья скопляются обломки известняков.

В зависимости от химического состава пород и положения базиса эрозии могут быть различные промежуточные состояния. Если суша поднята над морем не более чем на 100 метров, сразу образуется краевая равнина.

Колесательные движения создают несколько базисов эрозии и коррозий. Это приводит к образованию в останцах нескольких горизонтов карста с пещерами.

Погружение карстовой области под уровень моря создает условия для нового накопления осадков, а останцы и поля, краевые равнины оказываются погребенными.

Меньше данных о карстовых холмах в районе развития гипса. Они описаны на Кавказе — гора Экепце-гадык, в районе озера Индер; в Средней Азии к ним возможно относится гипсовый холм Агата около Карлюка (Узбекистан). За рубежом известны такие холмы в Польше в карстовых котловинах Нидзянской мульды и в Швейцарии в Бернских Альпах.

На севере Сибири, в западных предгорьях плато Сыверма в нижнедевонских отложениях среди мергелей и известняков имеется залежь гипсов и ангидритов. Она прослеживается в меридиональном направлении на протяжении 3 км. Мощность гипсово-ангидритового пласта в северной части 60 м, а в южной — 25 м. Вмещающие ее слои наклонены на восток под углом 10—12°. Здесь находится Монтуrowsкое гипсово-ангидритовое месторождение с множеством карстовых воронок. Между воронками наблюдаются крутостенные останцы высотой 10—15 м, в которых обнажается гипс (Л. Д. Мирошников, 1962).

Д. Родич (1957), описывая гипсовый рельеф Сербско-Сувайской котловины, находящейся между Западной Боснией и Ликой в Югославии, указывает на наличие конусообразных форм рельефа в нижнетриасовых и пермских гипсах, имеющих среднюю мощность около 40 метров.

### **Обнаженные древние карстовые останцы**

В карстовых районах вне тропической зоны в полях на равнине в горных районах имеются древние останцовые карстовые формы, образовавшиеся в климатических условиях, отличных от современных.

В СССР такие останцы известны в Крыму и Закавказье. В Крыму они наблюдаются в Байдарской долине, котловине Бештекне, на Кавказе — в районе озера Эрцо и в Лечхуме, на правобережье, Риони.

Н. В. Леончева (1956) отмечает на Чатырдаге в Крыму в северо-восточной части плато плоские столбики неправильной формы, которые она считает соответствующими хумам и мазарам Балкан.

В Динаридах, (А. Н. Грацианский, 1955; Г. А. Максимович, 1958;

В. Клер, 1957) карстовые останцы или хумы имеются в полях Лиу подножья хребта Велибит, Никшич (высота 650 м), Герцеговского плато. В. Клер довольно обстоятельно изучил одно из полей последнего плато — Езеро, находящееся в 10 км севернее р. Неревы около Градины. Высота дна этого проля над уровнем моря 25—30 м. В. Клер различает два морфологических типа останцовостровные горы и хумы (карстовые кегли).

В Португалии имеются карстовые останцы в поле Альвадо (П. Биро, 1952).

В последнее время К. Климашевский (1958) давно известные холмы-останцы Краковской возвышенности около Огородзенца в Польше объясняет как моготы. Они возникли в палеогеновую карстовую эпоху, когда господствовали субтропические условия. Последующее выветривание и коррозия сильно уменьшили их размеры.

В Словакии в Стратенской карстовой области, имеющей площадь около 80 км<sup>2</sup> (Г. А. Максимович, 1959), на вершинах с превышением более 1 000 м М. Лукниш (1945) описал карстовые останцы, которые он сравнивает с хумами Югославии. Останцы округлые, имеют поперечник несколько десятков метров и высоту наложкающей древней поверхностью выравнивания до 10 м. Некоторые расположены на дне заглинянных карстовых котловин. По отдельным вершинам имеется следующее количество останцов. Гевары — 20, Пелч — 10, Скала — 4, Глач — 1.

В Северном полушарии при изучении холмов из известняканеобходимо помнить, что они могут быть и не карстового происхождения. Г. Расмуссон (1957—58) в Северной Швеции, западнее оз. Горгнетреск в кембро-силурийских известняках описал карстовые явления. Среди них он указывает конусообразные холмы, находящиеся выше (500 м) и ниже границы леса. Образование этих останцов он связывает с коррозионной деятельностью талых подледниковых вод ледникового времени.

В Австралии на северо-востоке, в Квинсленде, в районе Чиллаго, где сейчас выпадает 500—1000 мм осадков, также известны карстовые останцы, сложенные палеозойскими известняками. Высота их до 100 м (Г. А. Максимович, 1962 а). При современных климатических условиях останцы не могли образоваться. Они возникли в тропической обстановке в более влажное третичное время. Карстовые останцы двух типов. Большая часть их имеет остроконечные вершины, а склоны прорезаны глубокими каррами, разделенными остроконечными вершинами. Два останца — один около Чиллаго, а другой близ Мангана — лишены карров. В останцах имеются многоярусные пещеры, находящиеся в стадии заполнения (И. Данеш, 1914).

В толщах мела также отмечаются останцы, имеющие местное название дивы. Они поднимаются над поверхностью склона до 8—10 м. По подсчетам М. А. Зубашенко (1959), их возраст не менее 9 500—3 000 лет.

Встречаются они на берегу Дона вблизи устья Тихой Сосны, между Коротаяком и ст. Лиски. Дивы сложены белым мелом туронского яруса. Поверхность их неровная, изъеденная, со следами коррозии. Местами мел, из которого состоят дивы, с поверхности перекристаллизован и представляет тонкую корочку плотного скрытокристаллического известняка. Реже на поверхности див наблюдаются натёки кальцита. Склоны и подножие див покрыты делювием мела, брекчий. Встречаются куски брекчиевидного известняка (А. А. Дубянский, 1937).

### **Погребенные палеокарстовые останцы**

Кроме описанных карстовых останцов, выходящих на дневную поверхность, имеются и многочисленные погребенные. Они образовались в третичное время, в мезозое и палеозое.

В 1958 г. в каменоломне Луговой лом у Србска (Чехословакия) автор наблюдал под убранным аллювием верхней террасы р. Бороунки останцы округлой формы высотой 4—5 м над основанием. По устному сообщению Ф. Скрживанека, понижения между карстовыми останцами, вероятно третичными, были заполнены галечником, а выше залегал симметричный слой песка. Возможно и другое объяснение возникновения этих останцов. Они могли образоваться за счет избирательной коррозии подаллювиального потока вод, которая была наиболее активна под галечником.

На восточном склоне Урала севернее пос. Глубокий Исовского района Свердловской области под четвертичным покровом залегают закарстованные известняки. Покровные отложения были смыты гидромонитором, и здесь обнажились изъеденные каррами небольшие карстовые останцы округлой формы.

М. И. Гевирц (1959) для восточного склона Среднего Урала установила в палеозойских известняках наличие погребенных останцов и гребней в котловинах и полях, возникших в мезозое. Эти положительные формы тропического мезозойского карста были вскрыты при разработке полезных ископаемых (огнеупорных глин, бокситов, железной руды и пр.). Длина карстовых гребней от 60—70 до 2 500 м, ширина их 20—100 м и высота 10—15 м. Состоят они из более устойчивых кремнистых известняков. Останцы холмо- и столбообразной формы высотой от нескольких метров до нескольких десятков метров.

П. З. Сабо (1960) показал наличие погребенной закарстованной поверхности триасовых доломитов и юрских известняков в Венгрии. Рельеф этот возник в тропических и субтропических условиях мела и палеогена. Он был вскрыт при разработке бокситов. Наличие

указанных климатических условий доказано остатками меловой и палеогеновой растительности и пыльцы, которая была найдена в глинистых отложениях над карбонатными толщами. Горными работами вскрыта пенеппенизированная поверхность, в которую врезаны поля глубиной 40—60 м и площадью 1—2 га. Эти карстовые котловины, судя по отложениям, периодически затоплялись водой. Склоны их корродированы. На расположенной выше поверхности обнаружены конусообразные и местами башнеобразные станцы, высота которых не достигает уровня поверхности пенеппена.

В гипсовом карсте карстовые останцы развиты реже. В 1954 г. Ю. А. Нечаев доставил нам фотографию карстового останца, сложенного серым полосчатым гипсом. Останец этот вскрыт карьером у д. Чураки Кунгурского района Пермской области.

Интересные погребенные гипсовые останцы наблюдал А. Г. Лыкошин на левобережном береговом массиве Волги в придолинной зоне большого глубокого «Коптева оврага». Участок сложен пластом гипса сорокинской толщи казанского яруса мощностью в несколько метров. Над ним лежит слой коренных трещиноватых мергелистых глин мощностью 1,5—2 м, перекрытых тонкоплитчатыми сильно трещиноватыми доломитами мощностью до 2 м. Делювиальные суглинки имеют мощность 1—3 м. Сорокинские гипсы сохранились лишь отдельными останцами куполообразной формы, пространство между которыми заполнено элювиально-карстовыми накоплениями. Гипсовые останцы перекрыты изогнутыми, но относительно слабо деформированными слоями глин и доломитов. Они образуют антиклинальные экзоструктуры облекания с гипсовым ядром. На уровне подошвы гипсов размеры останцов достигают нескольких десятков метров.

### ПАЛЕОКАРСТОВЫЕ КОЛЛЕКТОРЫ НЕФТИ И ГАЗА ПОГРЕБЕННЫХ ОСТАНЦОВ

Погребенные палеокарстовые останцы являются прекрасными коллекторами нефти и газа. Вместилищами могут быть как полости внутри останца-пещеры, органые трубы и другие подземные формы, так и карры, заполненные продуктами выветривания, карстовой брекчией, а также продукты обрушения у подножий останцов (Г. А. Максимович, В. М. Армишев, 1962 а, б).

Для сохранения газа и нефти в останцах необходимо, чтобы их перекрыли газо- и нефтенепроницаемые толщи. Это могут быть глинистые отложения, а также гипсы и ангидриты.

Погребенный останцовый тропический палеокарст имеется во многих нефтяных районах, в частности в Волго-Уральской провинции.



В классификациях его обычно называют «залежами, приуроченными к эрозионным выступам древнего рельефа», или просто — эрозионными останцами. В качестве примера такой залежи для Башкирии Г. П. Ованесов (1960) приводит Шакшу.

В карбонатных отложениях девона южной вершины Татарского свода, в результате корелляции разрезов А. Р. Кинзикеевым и другими (1960, 1961) было выявлено большое количество поднятий. По мнению автора, это палеокарстовые останцы, образующие характерный рельеф погребенного карста.

Для нижнефаменского подъяруса на площади 1 400 км<sup>2</sup> установлено 77 палеокарстовых холмов, которые по высоте распределяются следующим образом:

|                     |       |       |       |       |       |
|---------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Высота в м          | 60—50 | 50—40 | 40—30 | 30—20 | 20—10 |
| Количество останцов | 7     | 8     | 9     | 8     | 45    |

Их удалось выделить благодаря густой сетке глубоких скважин. Площадь одиночных холмов или их групп изменяется в широких пределах — от 2,5×2,5; 1,5×0,5 км в до 0,5×0,5 км (рис. 21).

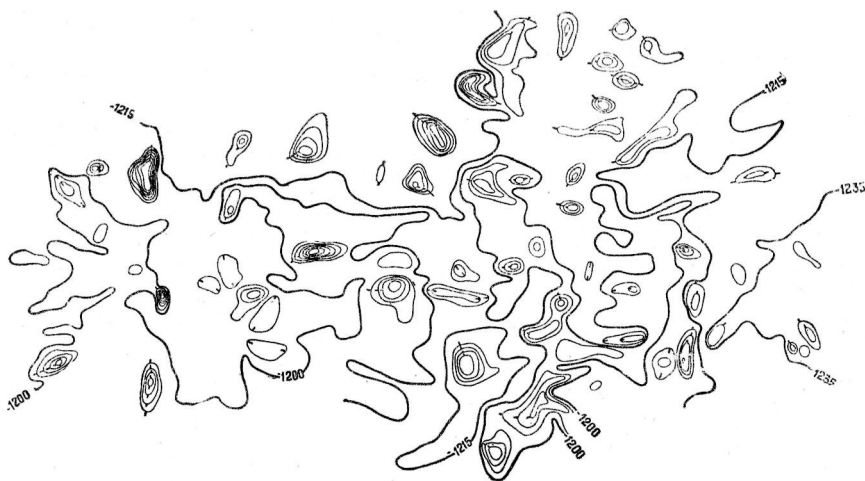


Рис. 21. Изогипсы подошвы нижнефаменского подъяруса через 5 м. (Составил А. Р. Кинзикеев).

В верхнефаменском подъярусе на площади 1500 км<sup>2</sup> выявлено 55 поднятий, представляющих также палеокарстовые тропические останцы (рис. 22). Размеры и форма их подобны нижнефаменским. По высоте они следующие:

|                     |       |       |       |       |          |
|---------------------|-------|-------|-------|-------|----------|
| Высота в м          | 70—50 | 50—40 | 40—30 | 30—20 | менее 20 |
| Количество останцов | 3     | 2     | 4     | 6     | 40       |

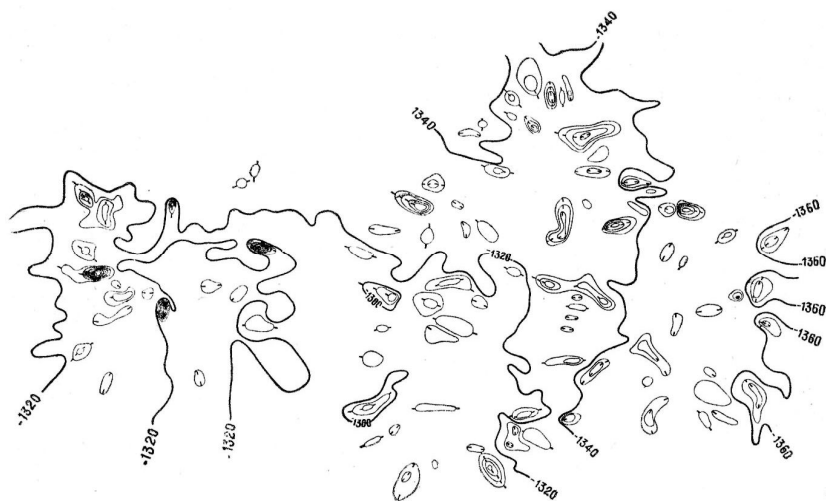


Рис. 22. Изогипсы верхнефранского подъяруса через 10 м.  
(Составил А. Р. Кинзикеев).

Высота и площади верхнефранских останцов значительно меньше. Имеется 38 отрицательных форм карстового рельефа и 35 положительных. Размеры тех и других примерно одинаковы и составляют от  $0,5 \times 0,5$  км до  $1,0 \times 1,5$  км. Высота останцов от 10 до 20 м. Палеокарстовые котловины имеют глубину от 10 до 20 м (рис. 23).

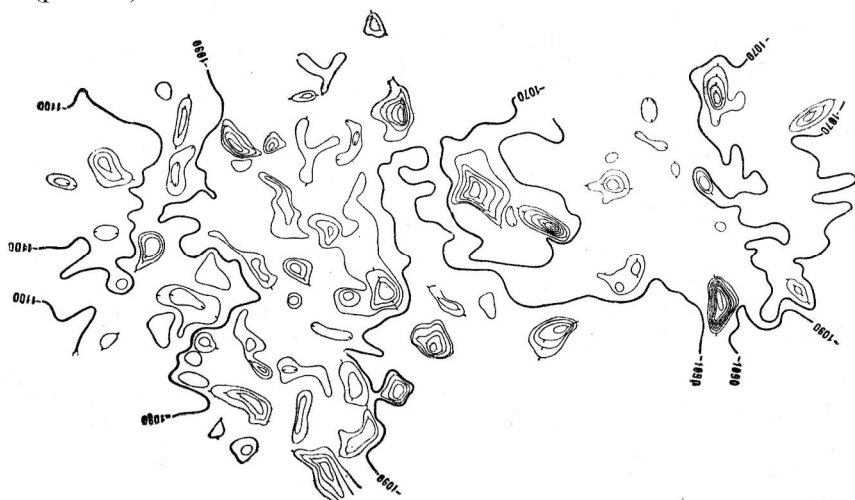


Рис. 23. Изогипсы верхнефранского подъяруса через 5 м.  
(Составил А. Р. Кинзикеев),

Сопоставление приведенных карт дает возможность сделать вывод о разной степени развития тропического карста. По-видимому, карта по верхнефаменскому подъярису отражает стадию погребенной равнины. Палеокарстовые девонские погребенные останцы сходны по топографии с карстовыми останцами Ямайки и Кубы.

Поиски нефти и газа нужно производить как на участках высокого залегания карстовых зон под глинистыми прослойками, так и на уровне оснований останцов, где могут быть крупные полости.

Л. М. Бирин (1959) при описании карбонатных отложений Удмуртии и юга Пермской области пришла к выводу, что больший размыв их наблюдается во впадинах, в результате чего образуются выступы. Это, по-видимому, тоже карстовые останцы, но пока еще не достаточно изученные. Так, для Куединского поднятия ею отмечено, что поверхность фаменского яруса «как бы сильнее „дислоцирована“, чем внутренние горизонты девона». Разность высот до 60—70 м. Объясняется это увеличением мощности карбонатов у вершин куполов и уменьшением ее на крыльях. Л. М. Бирин связывает это с послефаменским размывом, который был больше во впадинах. В свете изложенного эти «купола» можно отнести к тропическим останцам. При увеличении плотности скважин единые «купола», по-видимому, будут разделены на сложные или множество мелких.

Карстовые тропические останцы выделены Л. Н. Розановым (1957) под названием «структуры с останцами размыва в ядре». Нижняя часть структуры, представляющая собой «эрозионный останец», является ядром положительной структуры верхних горизонтов. Примером таких структур он считает Стрельный овраг, Черемшанскую, Лобановскую, Чернушинскую, Яганскую, Улеминскую и отчасти Ардаговскую и Бакалинскую площади.

По верхним горизонтам (карбон и фаменский ярус) над карстовым останцом установлено куполовидное поднятие на участке Стрельный овраг.

Значительное число нефтяных и газовых месторождений, приуроченных к палеокарстовым останцам, описано для США.

В Мичиганском бассейне наиболее широко распространены нефтяные и газовые залежи в известняковых поднятиях девонского возраста (Н. Ю. Успенская, 1950). Основной эксплуатационный объект — свита Данди.

Промышленная нефтеносность известняков и доломитов девона обусловлена литологическим составом, т. е. наличием пористых и кавернозных зон с высокой нефтеотдачей. Пористость их обычно весьма неравномерна и зависит от изменения породы выщелачиванием атмосферными водами по трещинам и поверхностям напластования.

Во время перерывов в осадконакоплении известняки были выведены на поверхность и закарстовывались. Это доказывается тем, что пористые зоны всегда располагаются близ тех горизонтов разреза, где имелись стратиграфические перерывы.

Н. Ю. Успенская (1950) считает, что поднятия формировались совместно с осадкообразованием, но, по-видимому, это не так. Здесь мы имеем группы карстовых останцов, закарстованных в различной степени. Распределение пористых

зон в известняках весьма неправильное, они часто «линзовидного» строения, поэтому нефтенасыщение в пределах залежей неравномерное. Не всегда продуктивные участки отвечают приподнятой части структуры.

В месторождении Бакай имеются две нефтеносные зоны с повышенной пористостью. Они залегают на глубине 1200—1210 м, в интервале 10—12 м подвнугтриформационным несогласием известняков Роджерс Сити и более или менее параллельны напластованию. Мощность пористых нефтеотдающих зон точно не установлена и сильно меняется. Пористый интервал составляет в среднем 3 м, хотя во многих скважинах он меньше — около 1,3—2,3 м. Поведение стратиграфической кровли известняков на структурной карте месторождения Бакай самообразное. Стратиграфические имеют резкие отклонения около отдельных скважин. Это наблюдается и на структурной карте месторождения Маскегон. Можно предположить, что большинство скважин вскрывает вершины или склоны отдельных останцов и лишь некоторые попадают в понижения между ними.

В месторождении Клейтон нефтеносность известняков Данди также непостоянна. Наибольшие дебиты (25 т в сутки) дают скважины северного крыла, тогда как сводовые скважины малопродуктивны. Особенно непостоянна пористость, а следовательно, и нефтеносность среднедевонских известняков Трэверс. В этих породах нефтяные скопления распространены пятнами, а в некоторых случаях наблюдается наличие нефти в понижениях.

Крупное промышленное значение имеют нефтяные горизонты в известняковых толщах нижнего отдела миссисипских слоев и девона Восточного внутреннего бассейна. Нефтеносность их приурочена к зонам повышенной пористости и проницаемости, имеющимся в верхней части известняков, и обусловлен изменением их литологического состава. В миссисипских слоях нефтеносны пористые известняки в свитах Сент Дженивев, Сент Луис и Осейдж. В некоторых случаях на антиклиналях Ла Саль пористые зоны возникли вследствие древнего закарстовывания известняков в пределах поднятий под поверхностью несогласного залегания (Н. Ю. Успенская, 1950). Горизонт Сент Луис местами продуктивен в пределах антиклиналя Ла Саль в отдельных выступках древнего рельефа миссисипских известняков. Это, по-видимому, карстовые останцы, перекрытые пенсильванскими осадками (месторождения Мартинсвилл, Вестфилд). Нефтеносная зона мощностью 6—7 м располагается на глубине от 1,5 до 3,5 м ниже кровли известняков. Здесь очень ясно видна зависимость появления пористых продуктивных зон от степени древнего закарстовывания миссисипских известняков. В месторождениях центральной и западной частей бассейна горизонт Сент Луис мало продуктивен. Горизонт Сэлем является одним из основных в месторождении Сэлем в центральной части бассейна, но в остальных месторождениях дает небольшую добычу.

В Западном внутреннем бассейне, в районе поднятия Семинол, в домиссисипское время возникли крупные поднятия, в своде которых были разрушены силуродевонские известняки. Поверхность их представляет останцы — «выступы древнего топографического рельефа».

В этом же бассейне имеются указания на наличие древней краевой равнины. В кровле миссисипских известняков под влиянием коррозии во время допенсильванского перерыва в отдельных районах образовался своеобразный конгломерат — так называемая остаточная кремнистая порода, которая местами содержит нефть и газ. Он выделяется под названием горизонта Уэлч. Это рыхлая кремнистая щебенка мощностью до 50 м является продуктом разрушения миссисипских известняков. Она образуется на склонах погребенных известняковых останцов — «выступов топографического рельефа».

В известняках Арбокл, подстилающих свиту Симпсон, высокопродуктивна пористая зона, которая образовалась в результате закарстовывания известняков. Денудация срезала известняковую толщу до различной глубины. Поэтому нефтеносная зона имеет разное стратиграфическое положение. Эта зона закарстованных известняков иногда называется «свитой кремнистого известняка» или горизонтом Тэркли Маунтин. Иногда в известняках имеются

внутриформационные несогласия и появляется несколько продуктивных зон. Наместорождении Оклахома Сити богатые залежи содержатся в зоне, залегающей на глубине более 150 м от кровли известняков.

Начальные суточные дебиты скважин из известняков Арбокл очень неравномерны. В исключительных случаях они достигали 2250 т (Эльдорадо), но иногда не превышают 25 т (Коффивилл, Канзас). В Западном Канзасе дебиты скважин порядка 50—350 т, сутки. Известняки Арбокл продуктивны в ряде месторождений Оклахомы. В Западном Канзасе они являются наиболее богатым горизонтом. В тех месторождениях, где нефтеносны оба горизонта — Вилкоккс и Арбокл, наблюдается, что в одном из них нефтеносность обычно большая, а в другом средняя (Н. Ю. Успенская, 1950).

В залежах, приуроченных к погребенным карстовым останцам, связь с несогласиями выступает очень рельефно. Все эти залежи располагаются под поверхностями несогласия, которые, обуславливая в ряде случаев возникновение структурной ловушки, являются также важным фактором и в образовании коллекторских толщ — зон повышенной карстовой пористости и проницаемости в известняках и доломитах. Это очень хорошо заметно в многочисленных случаях перекрытия ордовикских известняков Арбокл пенсильванскими и миссисипскими слоями, а также миссисипских и девонских известняков в сводах погребенных останцов и структур.

На ряде мелких месторождений Оклахомы, где своды погребенных структурные были глубоко разрушены и над известняками Арбокл сохранилась свита Симпсон, наличие в этих известняках промышленнонефтеносных пористых зон также можно объяснить второстепенным несогласием, имеющимся в основании данной свиты.

В локальных поднятиях данной провинции широкое распространение имеют, по-видимому, залежи массивного типа в сводовых частях погребенных поднятий или на вершинах погребенных останцов (возвышенностей древнего рельефа). В центральной части Североамериканской платформы массивные залежи обычно возникают в известняковых поднятиях, которые образовали выступы над поверхностью моря. Они характерны для ордовикских известняков Арбокл и Вайола, для миссисипских и девонских известняков и, по-видимому, встречаются также и в известняках пенсильванского возраста.

В массивных залежах, связанных с карбонатными породами, в пределах общего резервуара может быть несколько продуктивных кавернозных пористых зон повышенной нефтеотдачи. Они не всегда располагаются непосредственно над основной поверхностью несогласия. Такие же соотношения наблюдаются в миссисипских и девонских известняках Мичигана, Иллинойса и в трентонском известняке Лима-Индиана.

Интересны месторождения Аппалачской впадины в Восточном Кентукки (И. Ю. Успенская, 1950). Главные нефтеносные и газовые площади в девонских силурийских известняках Корниферус приурочены к южному опущенному крылу сбросовой зоны и связаны с карстовыми останцами. Залежи находятся не в месте наибольшего подъема слоев, а на террасах, структурных носах и в мульдах, где литологические свойства известняка-коллектора наиболее благоприятны для нефтенакопления (месторождение Ли-Эстил-Пауэлл). В месторождении Биг Синкинг поверхность нефтеносных известняков обусловлена карстовым рельефом. Скопления нефти и газа приурочены к карстовым останцам, перекрытым сланцами Охайо: Нефть в доломитах насыщает три зоны, находящиеся в нижней части останцов.

Приведенные данные показывают, что палеокарстовые коллекторы нефти и газа тропического типа широко распространены. На основании имеющегося материала можно выделить два типа: останцовый и краевой равнины с погребенным карстовым рельефом. Выделение остальных типов пока затруднительно из-за недостатка фактического материала.

Различие в коллекторских свойствах отдельных участков карстовых останцов обусловлено происхождением. В палеокарстовых останцах нефть и газ не обязательно приурочены к наиболее высокочасти древних холмов и гор.

Часто наибольшая закарстованность с большими пустотами типпещер, фиксируемых провалами инструмента и катастрофическим выходом бурового раствора, может находиться на уровне древнего базиса карста, совпадающего с подошвой останцев. Это необходимо учитывать при разбурировании останцов.

Необходимо также учитывать, что некоторые палеокарстовые останцы представляют рифы, отпрепарированные коррозией во время континентальных перерывов. Это еще больше усложняет отделение останцовых коллекторов от рифовых.

Какова же геотектоническая приуроченность останцовых месторождений? В весьма важной классификации месторождений нефти и газа, основанной на геотектоническом и гидродинамическом признаках, где учитываются также давления, характер флюидов и естественные режимы залежей, Н. А. Еременко (1961) указывает, что такие месторождения приурочены к платформенным склонам. Массивные залежи карстовых (по Н. А. Еременко — эрозионных) выступов встречаются на склонах платформы, наклоненных в сторону предгорных прогибов. Это как бы внешние борты предгорных прогибов.

## ЧАСТЬ ВТОРАЯ

### ВОПРОСЫ СПЕЛЕОЛОГИИ

#### ГЛАВА ШЕСТАЯ

#### ПЕЩЕРЫ

Поглощенные трещинами, понорами, воронками, колодцами и шахтами воды, двигаясь в карстовом массиве, образуют различные подземные полости: пещеры, поддолинные (подрусловые) и другие каналы, каверны. Без подземных полостей не мог бы развиваться карст.

Пещеры бывают самого различного происхождения. Одни выдуты в скале ветром, другие образуются в результате деятельности озерной, морской или речной воды, третьи бывают вырыты животными. Подземные горные выработки, особенно заброшенные, также являются пещерами, правда, искусственными. В ряде стран сооружались пещерные храмы и жилища. Пещеры имеются и в лавах. Это полости больших пузырей или каналы вытекавших потрещинам лавовых потоков. Потоки воды под гренландскими, антарктическими и горными ледниками создают пещеры во льду.

Все эти и другие пещеры различного происхождения изучает спелеология. Мы ограничимся рассмотрением только карстовых пещер.

Пещеры образуются в зонах вертикальной нисходящей, горизонтальной и сифонной циркуляции карстовых вод. В зоне вертикальной нисходящей циркуляции карстовые колодцы или шахты расширениями в виде гротов называют вертикальными пещерами. Они мало чем отличаются от рассмотренных в главе III карстовых колодцев и шахт, поэтому на них не останавливаемся. Карстовые каналы в подзоне висячих водотоков — это участки бывлой зоны горизонтальной циркуляции.

Рассмотрим пещеры зоны горизонтальной циркуляции карстовых вод и переходной зоны. Образуются они в результате растворяющей, размывающей и выносящей деятельности карстовых вод, при значительной роли подземных обвалов.

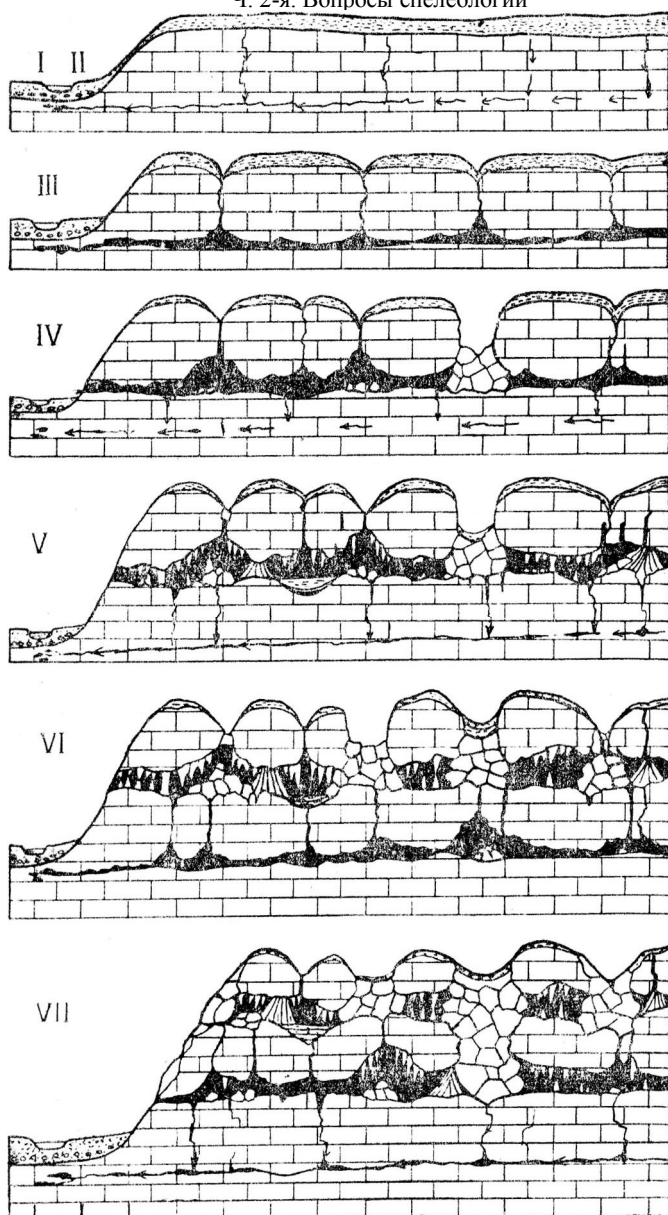


Рис. 24. Схема развития многоэтажных пещер (по Г. А. Максимовичу, 1946). Рис. К. А. Горбуновой.

Стадии: I, II — трещинная и щелевая, III — каналовая, IV — воклюзовая, V — натечно-осыпная, VI — обвальнo-цементационная, VII — двухъярусная. Прерывистой линией со стрелками показана трещинная стадия, линиями — щелевая.



## ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ПЕЩЕР

Вода, находящаяся в зоне горизонтальной циркуляции, перемещаясь по трещинам в карстующихся породах, расширяет их растворением и размыванием. Первая стадия образования пещер — это трещинная. Постепенно из трещин образуются щели различной ширины. Это — щелевая стадия (рис. 24, I, II). По мере увеличения ширины трещин все большее количество карстовых вод устремляется в них.

Карстующиеся горные породы неоднородны и на разных участках щели растут с разной быстротой. Наибольший рост наблюдается там, где имеются самые чистые разности известняков, гипсов и других карстующихся пород. Наличие нерастворимого остатка в виде частиц глины и песчинок замедляет карстование.

В более широких щелях вода встречает наименьшее сопротивление в виде трения о стенки. Турбулентное движение здесь происходит быстрее, и все большая масса воды устремляется в них из трещин и щелей меньших размеров. Так постепенно некоторые системы сообщающихся трещин, направление которых совпадает с направлением подземного стока карстовых вод, развиваются быстрее и стягивают все большее количество воды. За счет турбулентного движения карстовых вод из щелей путем расширения коррозией и эрозией возникают каналы различного поперечного сечения. Иногда каналы имеют вид эллипса, но чаще их очертания неправильны. Это — каналовая стадия развития пещер (рис. 24, III).

Первоначально поток карстовых вод занимает все поперечное сечение каналов. Постепенно, по мере увеличения размеров этих каналов, вначале на отдельных участках, а затем и на большей части протяжения, карстовых вод периодически уже недостаточно, чтобы занять все поперечное сечение. В верхней части остается пространство, не заполненное водой. Здесь находится воздух. Места, где свод пещеры спускается до уровня воды или ниже, называются сифонами (рис. 25). Различают речные и озерные сифоны. И. Кунски (1950) указывает ледяной сифон (рис. 25, 5) и сифон из наносов (рис. 25, 6). Применение последних двух терминов нецелесообразно. Низкое стояние уровня воды наблюдается в зимнее время и летом, когда карстовых вод мало. В весеннее время, а также летом и осенью во время дождей канал заполнен напорной водой.

Стекающая по каналу вода попадает либо в подрусловые (поддолинные) пустоты, либо в отложения в русле реки. Когда район, где находятся подземные карстовые каналы, за счет движения земной коры начинает подниматься, река будет все глубже врезаться в свое дно. Наконец наступит момент, когда транзитная река вскрыет карстовый канал. Текущие по нему воды получат выход на дно реки или по ее берегу. Появится карстовый источник.

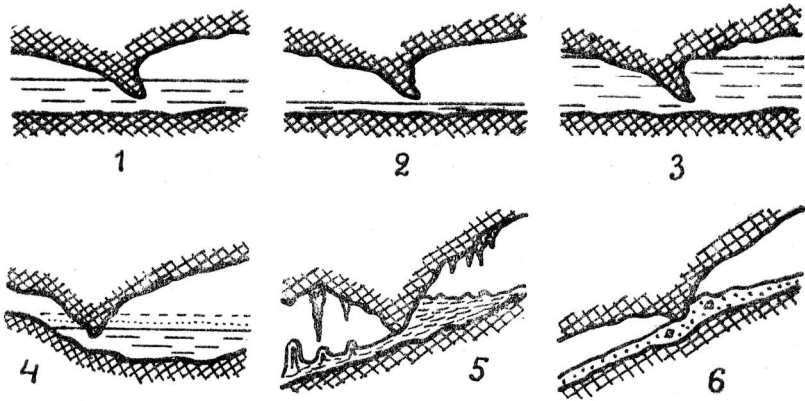


Рис. 25. Сифоны пещер (по И. Кунскому, 1950):  
 речной, стояние воды: 1 — нормальное, 2 — низкое, 3 — высокое; 4 —  
 озерный; 5 — ледяной; 6 — из наносов.

В западной литературе в зависимости от наличия или отсутствия напора различают раннюю, фреатическую или напорную эпоху развития пещер и более позднюю, вадозную или безнапорную (Д. Х. Бретц, 1942; В. М. Девис, 1930). В СССР это деление не применяется.

Подземная река, которая течет по каналу, приносит большие массы воды. Их куда больше, чем в роднике, вытекающем из песков или песчаников. Такие карстовые источники, дающие часто не литры, а кубические метры воды в секунду, называют воклюзскими или исполиновыми. Первое наименование происходит от департамента Воклюз на юге Франции, где источник, вытекающий сразу в виде подземной реки, был раньше всего описан. Это — воклюзовая стадия развития пещер (рис. 24, IV).

Каналы некоторых исполиновых источников сейчас изучаются спелеологами, которые проникают в них в водолазных костюмах с соответствующими приспособлениями. Это позволяет познать пещеры в раннюю стадию их образования. В Южнословацкой карстовой области в Чехословакии (Г. А. Максимович, 1959 а) пещера Гомбасек, знаменитая своими 2,5—3-метровыми сталактитовыми трубочками, была открыта путем искусственного понижения уровня исполинового карстового источника.

Подземный канал не все время занят пещерной рекой, вытекающей в виде исполинового источника. Если поднятие карстового района продолжается, то выход источника становится все выше над уровнем воды в реке, в долине которой он вытекает. Поток карстовых вод размывает дно подземного канала. Кроме того, все большее

количество воды начинает уходить по трещинам вглубь, где по степенно на более низком уровне трещины превращаются в щели, а затем в каналы. Образуется вначале пещера с рекой, затем пещера с подземными озерами и наконец, сухая пещера; где только после дождей в некоторых местах со сводов капает вода. Озерная стадия развития пещер будет охарактеризована в главе XI.

Воклюзовая стадия сменяется натечно-осыпной. Когда по пещере еще течет река, в ней возникают натечные образования. Это — сталактиты, сталагмиты, сливающиеся иногда в сталагнаты или колонны, натеки на стенах пещер, оолиты, пизолиты. Краткая характеристика их дается в главах VII, VIII.

При переходе пещеры из речной в озерную стадию по берегам водоемов может образоваться кальцитовое обрамление, а на выступах дна — кальцитовые кружева. Иногда на сталагмитах, находящихся в воде, также возникает кальцитовое обрамление, которое при колебании уровня воды озера может быть на разных высотах.

Кроме подземной натечной аккумуляции, происходит обрушение сводов пещер. Образуются каменные осыпи, а под органическими трубами могут возникнуть и земляные. В пещере накапливается и материал другого происхождения—отложения подземных озер и рек, биогенные и другие.

Натечно-осыпная стадия сменяется обвальнo-цементационной. При неглубоком залегании пещеры возможно ее вскрытие путем провалов потолка. Могут возникнуть карстовые окна, тоннели, мосты, арки. Им посвящена глава XII. При более глубоком залегании происходят только обвалы сводов. Обломки цементируются кальцитом (или гипсом).

Новое поднятие района пещеры и возобновление глубинной эрозии приведет к появлению еще одного этажа и т. д. (рис. 24, VII).

Обобщенная схема развития пещер для русского и средневропейского типов карста при наличии транзитной реки приведена в табл. 14. Имеется в виду случай, когда покровные некарстовые отложения водонепроницаемы. В схеме рассматривается образование многоэтажной пещеры. При наличии одного этажа дальнейшие стадии отпадают.

В гипсовых пещерах обычно нет натечных образований, за исключением льда (Г. А. Максимович, 1962 г.).

В табл. 14 и на рис. 24 вместо стадий В. М. Девиса (1930) — ранней, зрелой, сухой и пенеплена — приведены легко отличимые морфологические и гидролого-гидрогеологические признаки, характеризующие различные этапы развития пещер. В каждую новую стадию появляются новые скульптурные или аккумулятивные формы или гидрологические особенности. В следующую стадию некоторые из них сохраняются, но образуются новые, которые и являются отличительной особенностью стадии.

Таблица 14  
Обобщенная схема развития пещер для русского и среднеевропейского типов карста при наличии транзитной реки  
(по Г. А. Максимовичу, 1946, 1962 в)

| Явления, характеризующие стадии |                                                     |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | Преобладающие процессы для подземного карста |
|---------------------------------|-----------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------|
| Циклы эрозии                    | Стадии развития подземного карста                   | Подземные                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            | На поверхности                                                                                                                                                                                                                                                                                                              |                                              |
| III                             | VII<br>Двухъярусная                                 | Выход на дневную поверхность карстового потока второго (нижнего) этажа пещеры. Постепенный уход карстовых вод по трещинам вглубь. Озера в углублениях и т. д. Химическая аккумуляция (сталактиты и сталагмиты) и механическая аккумуляция (каменные обвалы и земляные осыпи) во втором этаже. В зависимости от прочности пород, высоты эрозионных этажей, соединение этажей пещер за счет провалов кровли второго этажа или уничтожения первого этажа обвалами. Цементация или обрушение сводов первого этажа. Переход в трехъярусную пещеру и т. д. | Почти полное уничтожение смывом чехла покровных некарстующихся образований. Увеличение числа свдоенных и сложных воронок выщелачивания. Рост числа провалов вальных воронок. Вскрытие на отдельных участках первого этажа пещер. Боковая эрозия транзитной реки уничтожает часть карстового поля и находящиеся ниже пещеры. | Подземная аккумуляция                        |
|                                 | Возобновление глубинной эрозии, переход к III циклу |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             |                                              |
| II                              | VI<br>Обвално-цементационная                        | Рост подземных обвалов. Увеличение системы подземных пустот. Местами вскрытие каналов текущего ниже потока за счет провалов пола пещер.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                              | Рост числа воронок и трещиноватости. Массовые провалы — вскрытие пещер. Могут образовываться карстовые окна, тоннели, мосты, арки.                                                                                                                                                                                          |                                              |
|                                 | V<br>Натеchno-осыпная                               | Исчезновение реки в пещере. Карстовый поток находится на более низком уровне в трещинах и шелевидных пустотах. Вода задерживается в заглиниенных углублениях или на уровне потока карстовых вод в виде подземных озер. Просачивающиеся воды обуславливают образование сталактитов и колонн. Рост обвалов и каменных осыпей. Образование земляных конусов под органическими трубами. Смешанные каменно-земляные осыпи.                                                                                                                                | Значительное увеличение числа проваловых воронок. Образование карстовых полей. Сложные воронки — свдоенные, строченные. Заполнение их деловием. Блюдцеобразные воронки. Озера в воронках.                                                                                                                                   |                                              |

|                       |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            |                                                                                                                                                                                                                                                                                       |
|-----------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| IV<br>Воклю-<br>зовая | Выход на дневную поверхность устья карстово-го потока в виде вулканического источника. Увели-чение обвалов кровли и стен каналов карстовой реки. Образование органических труб, рост гротов. Постепенное углубление подземного потока вниз по трещинам.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    | Рост числа коррозионных воронок. Воз-можно образование провалных воронок. Уменьшение толщи, покровных отложений за счет смыва и уноса в пещеру по карсто-вым пустотам.                                                                                                                |
| III<br>Канало-<br>вая | Расширение щелевидных пустот в каналах шири-ной более 1 м (размер зависит от мощности пото-ка и растворимости пород). Начало расширения каналов обвалами в кровле и с боков, образова-ние гротов и проходов.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               | Возобновление глубинной эрозии, переход ко II циклу                                                                                                                                                                                                                                   |
| II<br>Щелевая         | Расширение подземных трещин плечными мо-лекулярными водами в щелевидные пустоты. Обо-сложение двух зон циркуляции карстовых вод. Зо-на вертикальной нисходящей циркуляции характе-ризуется плоскими эпизодическими потоками по щелевидным пустотам. По небольшим трещинам продолжается нисходящее движение. Зона гори-зонтальной циркуляции характеризуется расшире-нием трещин до щелевидных пустот, размером от 5—15 до 30—40 см. Щелевидные пустоты приоб-ретают остро-волнистые, а затем округлые конту-ры. Большая часть горизонтально движущихся вод канализируется из трещин в щелевидные пу-стоты. | Рост числа коррозионных воронок, приоб-ретающих коническую форму.<br><br>Пленочные молекулярные воды расширя-ют старые трещины. Образуются новые тре-щины. Под покровными отложениями на пересечении трещин в карстующей толще формируются отдельные плоские блюдцеоб-разные воронки. |
| I<br>Трещи-<br>ная    | Перемещение плечных, молекулярных и ка-пиллярных вод вниз по трещинам. Формирование горизонтального трещинного потока, стекающего в подолонные (подрусловые) пустоты или аллю-вий дренирующей реки. Расширение трещин раст-вержением и механическим действием воды.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | Образование новых трещин. Просачивание пленочных молекулярных и капиллярных вод вглубь по трещинам. Увеличение трещин растрескиванием и механическим разрушением.                                                                                                                     |
|                       | Образование расчлененного рельефа глубинной эрозией.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       | Образование водонепроницаемый по-кров, предохраняющий карстующиеся поро-ды от проликования воды, нарушен в ов-рагах.                                                                                                                                                                  |

Образование  
скуп-  
турных  
форм

Хотя на схеме (рис. 24) показаны горизонтальные карстующиеся отложения, обычные в осадочном чехле платформ, речь идет вообще об эволюции горизонтальных пещер. Они обычно образуются в зоне горизонтальной циркуляции, а с ростом подземных полостей — и в переходной (Г. А. Максимович, 1953, 1957 а; Г. А. Максимович и Ю. И. Хейнсалу, 1959). Эта зона имеет место в складчатых горных сооружениях. Пещеры с примерно горизонтальными ходами имеются в Пермской области и на Урале в карстовой провинции внешней складчатой зоны (Г. А. Максимович, 1958 а, 1958 б, 1960 а). Для них также установлены рассмотренные основные стадии. Чаще здесь образуются одноэтажные пещеры. Некоторой особенностью является наличие наклонных участков пещеры, обычно образующихся по поверхностям напластования.

Основные стадии развития пещер нами рассмотрены для случая поднимающегося участка карстового массива, где поднятия чередуются с остановками или даже с опусканием, когда вырабатываются этажи и происходит синхронная боковая эрозия рек с образованием аккумулятивного комплекса террас (Г. А. Максимович, 1941, 1948).

В древних верхних этажах пещер, которые иногда начали формироваться в третичном периоде, при опускании наблюдается заполнение пещер глиной, принесенной с поверхности. Во время последующего, поднятия или при увеличении количества воды, поступающей в древние пещерные ходы с поверхности, происходит вынос накопившихся глинистых и других отложений. Если эти глинистые отложения были покрыты сверху кальцитовым натечным покровом, то при выносе песчано-глинистого материала водой у стен пещер можно наблюдать прикрепленные кальцитовые щиты. Эти натечные образования повисли в воздухе, так как подстилавшие их наносы вынесены пещерным потоком. Такие щиты автор наблюдал в пещере Домина в Словакии (Г. А. Максимович, 1959 а). Подобные сложные случаи, часто еще недостаточно изученные, в предложенной нами схеме не рассматриваются.

## НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О МОРФОЛОГИИ ПЕЩЕР

Канал, по которому двигался подземный поток, на разных участках имеет различную ширину и высоту. В местах пересечения его вертикальными трещинами или каналами он шире и выше. Рост канала происходит не только за счет выщелачивания и размывания стенок, потолка и пола, но и путем обвала сводов. Канал примерно однообразного поперечного сечения превращается в чередование узких участков или проходов и широких участков или гrotов.

Гроты иногда называют залами. Размеры проходов и гrotов самые различные. В одни проходы человек может пробраться, в

другие проникает ползком, в третьи ходит согнувшись. Есть проходы, где можно ходить свободно, не наклоняя головы. Бывают небольшие гроты с поперечником 2—3 м и более. В Кунгурской пещере грот Смелых имеет длину 60 м и ширину 17—23 м при площади около 1 000 м<sup>2</sup>. В Заозерной части грот Географов общей длиной 155 м и шириной от 13 до 32 м имеет площадь более 3 000 м<sup>2</sup>. В гроте два подземных озера. Один из наиболее крупных гротов находится в Карлсбадской пещере Нью-Мексико (США). Длина его 1 220 м, максимальная ширина 190 м, а наиболее высокая точка потолка на 91,5 метра выше пола.

Пещеры весьма разнообразны. По берегам рек и в стенках оврагов встречаются небольшие углубления в два-три метра, которые называют нишами. Бывают пещеры, состоящие всего из одного грота. Обычно они имеют широко открытый вход и через несколько метров заканчиваются недоступной щелью или несколькими трещинами. Таких пещер много в рифовых известняках «камях» по берегам р. Сылвы в б. заповеднике «Предуралье» (Г. А. Максимович, 1947 а).

Сквозные, или проходные, пещеры имеют два, а иногда и больше входов, часто находящихся в противоположных концах. Некоторые представляют уже карстовые тоннели, которые освещены в главе XII. В СССР можно указать сквозную пещеру в известняках протяжением свыше 20 м в Синем камне на р. Чусовой.

Весьма интересна пещера в кунгурских гипсах и ангидритах Куэш-Тау (Полая гора). Она находится близ д. Кузнецовки Иглинского района Башкирии. Пещера проходит внутри горы Куэш-Тау и представляет собой подземное русло небольшой речки того же названия, правого притока р. Сим. Эта речка протекает по пещере на протяжении 410 м. Пещера состоит из четырех гротов, соединенных извилистыми проходами, и имеет общее протяжение 570 м. Ширина пещеры изменяется от 2 до 21 м, а высота от 1 до 7 м. В пещере несколько боковых отверстий, а в своде наблюдаются узкие каналы органнх труб, ведущих в карстовые воронки на поверхности. Речка Куэш-Тау, которая протекает в пещере, несколько раз исчезает в полу и вновь появляется. Температура воздуха в течение года в средней части пещеры не падает ниже 6—11°, а температура воды в речке 2°. Зимой ближе к входу и выходу температура падает ниже 0°. Вода в речке покрывается льдом, а со свода пещеры свисают огромные ледяные сталактиты. Находящийся близ выхода пещеры последний грот имеет длину 30 м, ширину 11 м и высоту 6 м. В нем речка Куэш-Тау образует озеровидное расширение шириной до 3 м при глубине 0,7 м (Г. В. Вахрушев, 1960; И. К. Кудряшов, 1960).

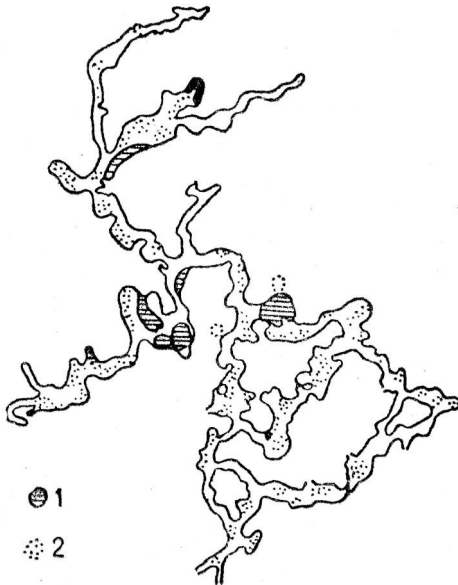
На Алтае верхняя Усть-Чигирская пещера имеет протяжение основного хода около 50 м. Кроме входа, находящегося на высоте 15 м над первой надпойменной террасой р. Чарыша, в конце узкого

коридора шириной 0,5—1,2 м и высотой 2—5 м имеется несколько выходных отверстий. От основного хода пещеры отходят в стороны узкие длинные ответвления (М. Ф. Розен, 1953).

На острове Куба в горах Сьерра-дель-Сумидеро в известняках имеется сквозная пещера. Через нее крестьяне проходят в поле Кальенте, где находятся их поля (А. Н. Хименес, 1960).

Небольшие, слепо оканчивающиеся пещеры из одного или небольшого числа гротов именуются мешкообразными. Пещеры, состоящие из коридора с несколькими небольшими расширениями в виде гротов, называются коридорными. В зависимости от того, как идет этот единственный ход, их делят на линейные и прямоугольные. Линейные пещеры представляют прямую галерею. В прямоугольных пещерах единственная галерея коленообразная. Она состоит из участков, расположенных почти под прямым углом. Линейные пещеры образуются в результате расширения карстовыми водами одной системы трещин, а прямоугольные — почти перпендикулярных двух систем трещин. Перистые пещеры характеризуются соответствующим расположением ходов. Решетчатые пещеры имеют сложную разветвленную сеть многочисленных галерей, находящихся на небольшом расстоянии друг от друга, и в плане напоминают решетку. Могут быть пещеры и иного плана. Вопрос этот еще слабо разработан.

Есть пещеры, план которых сложный. Примером может служить



Кунгурская ледяная пещера, гроты и проходы которой вытянуты в двух основных направлениях (рис. 26). Большая часть их перпендикулярна берегу р. Сылвы. По трещинам этого направления карстовые воды стекали от водораздельного пространства к реке и разрабатывали подземные пустоты. Второе направление, по которому развивалась пещера, связано с трещинами, примерно параллельными реке. Таких гротов и проходов все же меньше. Пещеры могут иметь несколько этажей.

Наиболее распространены одноэтажные пещеры,

Рис. 26. План Кунгурской ледяной пещеры. 1 — озера; 2 — каменные и земляные осыпи.



которые возникли из пустот одной зоны горизонтальной циркуляции карстовых вод. Но есть и двух-, трех- и многоэтажные пещеры. Возникают они в результате нескольких поднятий земной коры и образования пещер в зонах горизонтальной циркуляции карстовых вод во время замедления или прекращения поднятий.

Органные трубы. Помимо проходов и гротов, развитых в зоне горизонтальной циркуляции, в пещере имеются органические трубы или камины, образовавшиеся в зоне вертикального нисходящего движения карстовых вод. В Кунгурской ледяной и многих других пещерах Пермской области можно наблюдать в потолке гротов и проходов эти вертикальные трубы с поперечником от 0,4 до 6 м. В Кунгурской ледяной пещере их 31. Имеются они в Пиликинской, Кладбищенской, Уинской ледяной, Заиренской, Подкаменской, Тураевской пещерах. Известны они в Сюкеевской пещере в Татарии, Малой Кизичинской на Северном Кавказе, Малой Баскунчакской и других. Эти слепые колодцы представляют собой либо продолжение понора на дне карстовых воронок, либо находятся между этажами пещер. Академик И. И. Лепехин еще в 1770 г. в Башкирии, в одной из Курманаевских пещер на берегу р. Аурагазы обнаружил две органические трубы, через которые проникал дневной свет. Это были цилиндрические поноры, у которых мы обычно видим только верхнюю часть на поверхности.

Подземные карры. В пещерах, начиная с каналовой стадии, вначале под давлением, а затем и при его отсутствии, карстовые воды выщелачивают потолок, пол и стены подземных пустот. При этом образуются разнообразные подземные карры. Они еще недостаточно изучены.

Обычно исследователи пещер обращают внимание на наиболее оригинальные формы подземных карр. Так имеется литература о колоколообразных формах в потолке пещер в известняках и доломитах. Их описал в 1950 г. Л. Калембер в Бельгийских Арденнах, М. Гомец де Лларена (1953) в Кантабрийских горах на севере Испании. Наиболее подробное описание этих своеобразных карр, обнаруженных в декабре 1954 г. Морисом Ранси в пещере Мария-Луиза, принадлежит П. Г. Лежуа (1955).

Последняя пещера находится в турнейских горизонтально залегающих доломитах, образующих плато в окрестностях Ландели по левому берегу р. Самбр в Бельгии. От входа в пещеру ведет низкий труднопреодолимый проход длиной в 9 м, за которым следуют два смежных больших и высоких прямоугольных зала общей длиной 27 м. Общее протяжение пещеры 36 м. В выступе кровли, подобном огромной балке из горизонтально залегающих известняков, обнаружено 12—13 углублений колодцеобразной или куполообразной формы, очень похожих на тиары. Их внутренняя поверхность как бы представляет несколько дисков, диаметр которых суживается

ступенями. Меньшее из углублений величиной с кулак, а большее одно диаметром 33 см и глубиной 31 см, и другое соответственно 35 и 32 см. Потолок почти во всей пещере и нижняя поверхность балкона и консолей представляют волнообразную поверхность. Это чашкообразные углубления, которые Лежуа считает неопровержимым доказательством наличия процесса растворения, направленного вверх. Они примыкают друг к другу, представляя образования, подобные кружеву из конусов или пирамид. П. Г. Лежуа считает, что эти своеобразные карры представляют результат растворяющего действия находившихся под давлением карстовых вод, богатых углекислотой и пеной.

Весьма разнообразны подземные формы выщелачивания гипса и ангидрита (Г. А. Максимович, 1962 г). В Кунгурской пещере они особенно ярко выражены. Так называемые «люстры», свисающие с потолка в гроте Коралловый риф, и другие скульптурные формы Е. С. Федоров (1883) принял даже за натечные образования. Н. К. Тихомиров (1934) выделяет для карста в гипсе и ангидрите несколько микроформ пещер (подземных карр):

| Микроформы выщелачивания       | Пути карстования                                      | Агенты                                                           |
|--------------------------------|-------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------|
| Щелевидная                     | По плоскостям напластования                           | Пленочные, капиллярные воды и плоские эпизодические потоки       |
| Макрогубка                     | Микротрещины и места наиболее доступные выщелачиванию | Пленочные, капиллярные воды и струйки с турбулентным движением   |
| Раковистая и шагреневая        | Своды и главным образом стенки пустот                 | Пленочные и молекулярные воды.                                   |
| Трубчатая                      | Просачивание по трещинам с последующим падением.      | Работа капли, химическая и механическая                          |
| Сложные трубки и органые трубы | Развитие предыдущих пустот                            | Работа капли, отчасти связь с ней сезонных колебаний воздуха (?) |
| Мостовая                       | Поверхности пустот                                    | Колебание температуры и действие льда                            |
| Скорлуповатая                  | То же                                                 | То же                                                            |

## ПОДЗЕМНЫЕ РЕКИ

Подземные реки, а чаще небольшие ручьи имеются в Пермской области в пещерах Пашийской, Мечкинской, Пономаревской, Ключиковской и других. В Пашийской пещере, находящейся в Пашийско-Чусовском карстовом районе, ручеек с песком и галькой в русле в самом широком месте достигает 0,3 м при глубине в 1—2 см. В конце он образует водопад с высотой падения 12 м. В Мечкинской пещере,

в Сылвинско-Сергинском карстовом районе, состоящей из восьми гротов, имеется ручеек, вода в котором течет со скоростью 0,3 м/мин. В Пономаревской пещере Кунгурско-Иренского карстового района имеется речка глубиной до двух метров, температура воды которой  $4^{\circ},8\text{ Ц}$ . В Ключиковской пещере ручей, глубиной всего 0,2 м, течет со скоростью 9 м/сек, причем температура воды его  $5^{\circ},5\text{ Ц}$ .

На Кавказе, в Абхазии имеется ручей в Александровской пещере, а из Отапской пещеры вытекает река; из пещеры Абласкира также вытекает речка Ачхитизго, расход которой составляет около  $0,25\text{ м}^3$  в сек. Севернее, в Бзыпском хребте, вытекает пещерная река Черная (Мчиш).

В Северной Венгрии, в Аггтелекской пещере имеются две подземные реки — Ахерон и Стикс. На Балканском полуострове в Болгарии, к северу от Ловеча, имеется пещерная река с шестью порогами. В Югославии, к юго-западу от города Любляны, в известной пещере Постойна яма, на протяжении 800 м протекает подземная река Пивка (Пойк). В пещере Подпеч в Доброполе также есть подземный поток. В Бельгии пещера Ган-Сюр-Лесс известна своей подземной рекой. Много пещерных рек изучено во Франции, например, в пещере Сан Пьер в департаменте Аверон или подземная река Ла Буиш в департаменте Арьеж.

В Северной Америке, в штате Кентукки, в известной Мамонтовой пещере имеется три реки; по одной из них организовано даже плавание на лодках.

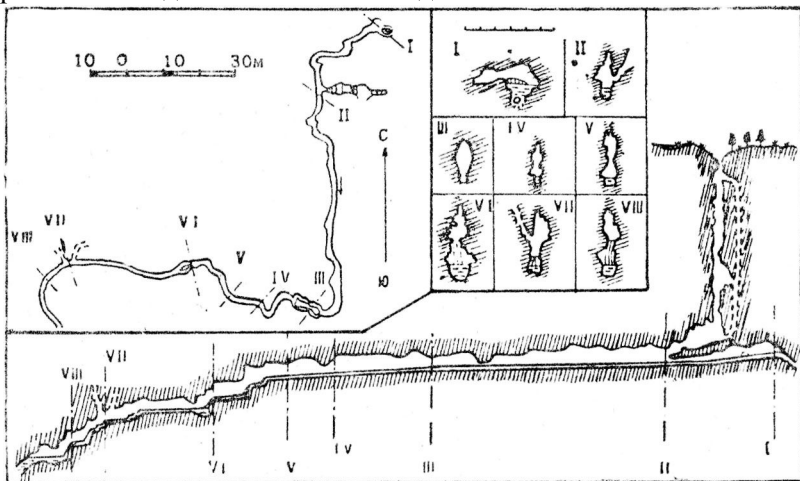


Рис. 27. Пещерная река Комбет у Карлюса во Франции по Э. А. Мартелю (Э. Ог, 1933),

Не всегда удастся проникнуть в пещеру, по которой течет ручей или река, через выходное отверстие. Иногда такая река стекает в подрусловые пустоты, куда не попадешь. Тогда в пещеры спускаются через карстовые колодцы или шахты. Такие исследования проводились во Франции, где изучен ряд пещер с подземными водопадами.

Большой известностью пользуется подземная река Падирак в департаменте Ло, где уже в 1890 г. на протяжении 3 км было обнаружено 36 плотин. Не менее интересна подземная река Комбет близ Карлюса в том же департаменте (рис. 27). Она изучена на протяжении 220 м. Начинаясь на глубине 58 м, она заканчивается на глубине 90 м, причем, кроме участков с пологим уклоном, здесь имеются десять водопадов, наибольшие из которых падают с высоты 3—3,5 м. Четыре каскада, в том числе один высотой 30 м, изучены в пещере Берже департамента Изер, где была достигнута рекордная глубина — 1128 метров.

### ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА ПЕЩЕР

В карбонатных массивах в пустотах воздух имеет различную температуру. Измерение температуры ведется главным образом в пещерах, которые более доступны. В нашей стране такие измерения во время академических экспедиций (1768—1774 гг.) производили И. И. Лепехин, П. С. Паллас, Н. П. Рычков и другие. М. В. Ломоносов в 1757 г. упоминал о термометрических наблюдениях Ж. Ф. Ш. Коссиньи в Безансонской ледяной пещере во Франции, которые показали, что отрицательная температура в течение года здесь почти постоянна. В 1885 г. Ю. Листов опубликовал данные своих температурных наблюдений, которые он использовал для объяснения происхождения пещерного холода и льда. В 1930—1931 гг. изучал температуру в Кунгурской ледяной пещере В. Я. Альтберг. В 1934—1935 гг. работы продолжал И. М. Переслегин.

В результате этих и других многочисленных исследований в нашей стране и за рубежом температура воздуха и вод пещер довольно хорошо изучена. Приведем некоторые данные.

В Пашийской пещере, по данным замеров С. П. Ермакова, 25 января 1941 г. в передних гротах, находящихся близ входа, температура была минус 5—15°, а в дальних гротах — от 0 до +5°.

Много замеров было сделано в июле—сентябре 1935 г. в пещерах Кунгурского района. Температура воздуха в градусах Цельсия во всех пещерах была выше нуля: в Дырихинской у входа 1,4, далее 0°,6, в Челпановской — 16°, в Андроновской — 1,2; 0,3 и 0°,6; в Кладбищенской — 2°,6, в Мечкинской — 1,2 — 3°,7, в Иренской ледяной — 1,9—3°,7; в Пиликинской — 1,4—2°,1; в Пономаревской — 3,8—4°:

в Ключиковской —  $4^{\circ},7$ ; в Бурцевской —  $1^{\circ},6$ . В Каменской пещере зимой 1935 г. температура была  $2^{\circ},4$ .

Наиболее обстоятельно изучена температура воздуха в Кунгурской ледяной пещере. Многолетние исследования показали, что по температурному режиму пещера состоит из трех частей: передней холодной, переходной и дальней теплой. В передней холодной части, где весь год сохраняется лед, зимой преобладают отрицательные температуры. В это время холодный наружный воздух движется в пещеру. Весной, летом и осенью, когда воздух движется из пещеры, в этой части наблюдаются низкие положительные температуры. Здесь установлены следующие колебания температуры: грот Бриллиантовый от  $-6,5$  до  $+1^{\circ}$ ; Полярный — от  $-1$  до  $+1^{\circ}$ , Данте — от  $-2,5$  до  $+1^{\circ}$ . В глубине пещеры весь год наблюдаются мало изменяющиеся положительные температуры, причем погротам они следующие: грот Скульптурный —  $2,5-4^{\circ},5$ , грот Смелых —  $2,8-3^{\circ},1$ , грот Дружба народов —  $4,8-5^{\circ},2$ . В переходной части пещеры зимой за счет отрицательных температур идет образование льда. В теплое время года за счет положительных температур весь этот лед тает.

Приведем данные о температурах в некоторых других пещерах. В Борнуковской пещере на р. Пьяне (Горьковская область) 27 августа 1766 г. академик П. С. Паллас определил температуру  $6-7^{\circ}$  а у входа она была  $15^{\circ},3$  при наружной температуре  $24-25^{\circ},3$ .

Таблица 15

Изменение температуры воздуха пещер в зависимости от высотного положения

(по Ф. Тромбу, 1952).

| Высота,<br>м | Алжир | Пиренеи |         | Севенны | Альпы<br>французские | Косс,<br>Франция | Бихар,<br>Румыния | Юра  |
|--------------|-------|---------|---------|---------|----------------------|------------------|-------------------|------|
|              |       | Испания | Франция |         |                      |                  |                   |      |
| 100          | 18,3  | 15,3    | 15,0    | 13,8    | 13,5                 | 13 0             | 12,0              | 12,0 |
| 200          | 18,2  | 15,0    | 14,0    | 13,6    | 12,9                 | 12,0             | 11,7              | 11,0 |
| 300          | 18,0  | 13,7    | 13,0    | 13,0    | 12,4                 | 11,0             | 11,5              | 10,0 |
| 400          | 17,8  | 14,0    | 11,7    | 12,0    | 12,0                 |                  | 11,3              | 9,2  |
| 500          | 17,7  | 13,2    | 11,4    | 11,6    | 11,5                 |                  | 11,0              | 9,3  |
| 600          | 16,4  | 12,3    | 11,2    | 11,3    | 11,0                 |                  | 10,2              | 7,6  |
| 700          | 15,0  | 12,2    | 10,8    | 11,0    | 10,2                 |                  | 9,3               |      |
| 800          | 13,5  | 12,0    | 10,4    |         | 9,3                  |                  | 8,5               |      |
| 900          | 12,0  | 12,5    | 9,1     |         | 9,5                  |                  | 7,6               |      |
| 1000         | 11,5  | 12,8    | 9,3     |         | 9,8                  |                  | 7,0               |      |
| 1100         | 11,0  | 12,3    | 8,5     |         | 7,5                  |                  | 6,5               |      |
| 1200         | 10,5  | 8,5     | 9,4     |         | 5,8                  |                  | 6,0               |      |
| 1300         | 10,0  | 8,0     | 6,0     |         | 4,0                  |                  |                   |      |
| 1400         | 10,5  | 7,6     |         |         |                      |                  |                   |      |
| 1500         | 11,0  | 7,2     |         |         |                      |                  |                   |      |
| 1600         | 7,5   |         |         |         |                      |                  |                   |      |

В Сюкеевской пещере Татарии А. В. Ступишин определил температуру  $7^{\circ}$  при средней годовой температуре  $4^{\circ}$ . В Деменовской пещере в Словакии в течение десяти месяцев температура была  $7^{\circ}$ .

Таким образом, в пещерах преобладают низкие положительные температуры. В Словакии, Горьковской области, Татарии они около  $7^{\circ}$ , в Пермской области —  $1-5^{\circ}$ .

Температура воздуха пещер зависит от аэротермической ступени. Чем выше находится пещера, тем ниже температура. Это может быть иллюстрировано таблицей, составленной Ф. Тромбом для некоторых пещер горных районов Европы и Африки (табл. 15).

Таблица показывает влияние не только аэротермической ступени, но и широтной зональности. На одних и тех же высотах температура воздуха пещер Алжира наибольшая, в Пиренеях на южном склоне она меньше, чем в Алжире, и больше, чем на северном. В Севеннах, Альпах и Косс, находящихся еще севернее, она еще ниже.

### ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА ПЕЩЕР

В пещерах наблюдается различная влажность воздуха. В сухих пещерах она меньше. В пещерах, куда просачивается вода, которая капает с потолка, и особенно при низких температурах относительная влажность значительна и достигает даже 100 %. В Челпановской пещере относительная влажность составляет 87 %. В Кунгурской ледяной пещере, по данным наблюдений с 8 сентября 1934 г по 30 января 1935 г., колебания относительной влажности воздуха по гротам составляли: Бриллиантовый — 67—95, Полярный — 81—100, Данте — 88—100, Скульптурный — 100, Дружба народов — 95—100, Смелых — 98—100 %.

### ДВИЖЕНИЕ ВОЗДУХА В КАРСТОВЫХ МАССИВАХ И ПЕЩЕРАХ<sup>1</sup>

Воздух в карстовых массивах и пещерах находится в движении. Движение его нередко сопровождается рядом явлений.

В карстовых районах Пермской области, Башкирии и других мест уже давно отмечен ряд своеобразных явлений. В 13 км на северо-восток от г. Кунгура около Березовского тракта владелец некогда бывшей здесь усадьбы бурил на воду. На глубине 17 м им была встречена вода, но не пригодная для питья. Так как в этом районе развиты отложения кунгурского яруса, то, несомненно, это была сульфатно-кальциевая вода, связанная с гипсами. На глубине

<sup>1</sup> Первоначально опубликовано: Г. А. Максимович. Дующие воронки, колодцы и трещины. Известия Всес. Геогр. о-ва, т. 89, в. 1, стр. 68—70, 1957.

30 м (14-й сажени) повстречалась карстовая полость («пустая прослойка»), из которой «со страшной силой вырывалась струя холодного воздуха» (Г. Мауер, 1929).

В этой же работе, ссылаясь на сообщение Д. Т. Шутемова, Г. Мауер указывал, что южнее, в 3 км от д. Шерстобиты Шляпниковского сельсовета, в урочище «Поле-Гарь», в провальной яме с глинистыми крутыми склонами глубиной до 12,8 м в одном из склонов была трещина. Если спуститься в яму и подойти к трещине, то из нее доносились звуки, подобные шуму водопада. В тихую погоду можно было услышать шум, даже не спускаясь в яму. При попытке расширить трещину из нее с силой выбрасывало куски земли. Население называло это место Шумихой.

О. Л. Эйнором (1936) в южной части Кизеловского района в скважине № 2, проходившей нижнюю свиту визейских известняков, встречены карстовые пустоты. Они «от горошины до кулака», а две-три — диаметром до 2 м. Начиная с глубины 39, 29 м. в скважине отмечен сильный ток воздуха, «часто меняющийся по направлению». Очевидно, автор хотел сказать, что ток воздуха был то из скважины, то в скважину. Проходка велась в зимнее время и связи с погодой не наблюдалось. Ток воздуха из скважины был настолько силен, что воздушная струя, выходящая из направляющей трубы, увлекала вверх на высоту 5—7 м поднесенные легкие предметы. Была установлена связь воздушного тока в скважине с током в шурфе, отстоящем на 800 м и также вскрывшем те же нижние слои известняков. В те дни, когда была тяга воздуха во внутрь шурфа, в скважине наблюдалась восходящая струя, и наоборот.

И. А. Печеркину удалось наблюдать подобное явление в феврале 1954 г. в г. Чусовом Пермской области. Поездка его была вызвана заявлениями местных жителей о наличии «вулканических явлений» в виде «пара». Поводом для этого послужило интенсивное выделение облаков тумана из бровки крутого берега, возвышающегося над городом на 70 м. Облака эти, хорошо видные на фоне неба, были особенно сильны, когда мороз доходил до  $-30^{\circ}$ .

Обследованием установлено, что «пар» выделялся из зияющих трещин в верхнекаменноугольных светло-серых массивных толстослоистых известняках. Трещины эти, шириной до 15 см и общей длиной до 1 000 м, расположены параллельно долине р. Чусовой. Это — трещины бортового отпора, установленные А. Г. Лыкошиным (1953) в долине р. Уфы и В. П. Седовым (1937) в долине р. Ангары. В трещине на глубине 6 м термометр показал —  $5^{\circ},5$ . По сведениям местных жителей, интенсивный туман наблюдался на том же месте и в холодную зиму 1939—1940 года.

Звуковые явления, связанные с движением воздуха в карстовых полях, наблюдаются и в Уинской пещере. В одном из проходов они напоминают шум воды. Л. А. Шимановский в 1954 г. в одной

из трещин наблюдал такое сильное движение воздуха, что задуло свечу.

В. А. Апродов (1952.) отмечает, что для Пермской области очень характерны мощные воздушные, а в ряде случаев и газовые струи, приуроченные к трещинам в палеозойских отложениях.

М. М. Толстихина (1932) для центральной части Уфимского плато указывает, что здесь, по данным местных жителей, на вершине грядок или отдельных бугров зимой местами нет снега. Он проталивает до почвы, образуя своеобразные снеговые воронки глубиной до 1 м и даже 1,5 м и диаметром в несколько метров. Воронки в снегу обычно располагаются группами и над ними «поднимается» пар. Осмотр в конце августа 1929 г. одной из таких площадок на склоне горы около д. Бурунгут, близ устья р. Юрезани, привел к открытию струи холодного воздуха, которая выходила из осыпи известняков, покрывавшей склон.

Ю. А. Билибин (1938) для Алданского района в Сибири указывал на наличие циркуляции воздуха в подземных карстовых пустотах. Им установлено наличие двух систем отверстий. Одни, называемые им выходными, располагаются вдоль границы известняков кембрия и кристаллического докембрийского фундамента. Вторые, называемые им входами, расположены на более высоком уровне. В карстовых полостях здесь также наблюдается постоянное движение воздуха за счет разности уровней и разницы температур наружного и внутреннего воздуха. Летом холодный воздух выходит из нижних отверстий наружу, а через верхние засасывается теплый. Зимой наблюдается циркуляция в обратном направлении. По мнению Ю. А. Билибина, эта подземная циркуляция теплого воздуха сильно способствует уничтожению вечной мерзлоты.

Дующие колодцы описаны во Франции в известняковых карстовых областях Каррансона и Алье. Э. А. Мартель (1908) указывает, что дующие колодцы имеются и в Швейцарии. Интенсивный выход воздуха здесь наблюдается тогда, когда атмосферное давление понижается.

В Австралии на карстовой равнине Налларбор, находящейся севернее Большого Австралийского залива, имеются карстовые колодцы 1—2 м в поперечнике, в один из которых воздух засасывается, а из других выходит на поверхность.

В Северной Австралии при бурении на воду в случае вскрытия карстовых пустот начинал так сильно дуть воздух, что он отбрасывал в сторону шляпу, которую держали над устьем.

Подобные явления установлены и на Украине, где при бурении в селениях Веселом, Демьяновке и Базилевке в понтическом известняке Н. И. Юнаковым были обнаружены карстовые пустоты. При вскрытии их наблюдалось сильное «дутье» воздуха из скважин. Струя воздуха была настолько сильной, что поднимала вверх поднесенную



к скважине фуражку. Наблюдалось и засасывание воздуха в скважину.

В отечественной литературе вопрос о движении воздуха в пещерах впервые осветил еще М. В. Ломоносов. В 1763 г. в качестве первого прибавления к работе «Первые основания металлургии или рудных дел» он опубликовал сочинение «О вольном движении воздуха в рудниках». В этой работе М. В. Ломоносов рассматривает естественное движение воздуха в двух шахтах, устья которых находятся на разных уровнях. Шахты эти соединены горизонтальной выработкой. На стр. 167 мы находим такое примечание: «В Италии из некоторых пещер временем воздух выходит и производит на ближних полях дыхание ветра, что изъяснить можно без сомнения по первому положению § 15». Этот параграф гласит: «В летнее время воздух должен вливаться в высшей шахте, вытекать нижним» (т. е. из шахты с устьем на более низком уровне. Г. М.).

Аэродинамическую теорию М. В. Ломоносова развил дальше Ю. Листов (1895). Он различал тягу плюс и минус, которые сменяются по сезонам. Весной, летом и частью осенью наблюдается тяга плюс. В октябре она почти прекращается и начинается тяга минус. Всасывание холодного наружного воздуха осенью и зимой сменяется в весенне-летнее время вытеканием его из пещеры.

А. А. Крубер (1915, 1937), продолжая работы М. В. Ломоносова и Ю. Листова, четко показал движение воздуха в ветровых пещерах. При этом он ссылается на работу Ю. Листова (1885), а из иностранных наиболее важной считает работу Г. Краммера (1899) и отмечает математическую разработку вопроса Г. Бокком (1913). Работа М. В. Ломоносова не была известна А. А. Круберу (1915). На нее только в последнее время почти одновременно указали Г. А. Максимович (1957 г.) и А. В. Ступишин (1955).

Из зарубежных работ укажем сводки Р. Кеттнера (1954) и И. Кунского (1950), где наиболее обстоятельно рассматривается вопрос о движении воздуха в пещерах.

На ряде примеров мы показали, что во многих карстовых районах наблюдается движение воздуха в пещерах, карстовых колодцах, трещинах, а также подземных пустотах, вскрытых скважинами. В пещерах скорость движения воздуха замерялась, а в других пустотах подтверждена выбрасыванием различных предметов, помещенных в струю воздуха. В узких трещинах движение происходит с наибольшими скоростями и вызывает даже звуковые явления, которые часто принимают за шум движущейся подземной воды. В зимнее время над выходящей струей теплого воздуха тает снег и появляется туман.

Движение воздуха в карстовых массивах происходит под влиянием нескольких причин. Прежде всего оно обусловлено разностью плотностей двух столбов воздуха — наружного поверхностного и

подземного, или двух подземных столбов, или двух наружных. Вторая причина заключается в циркулирующей в карстовом массиве воде. Перемещаясь из более высоких участков в более низкие карстовые воды увлекают за собой воздух как на участках вертикальных и наклонных струй, так и путем засасывания по принципу сифона. Третья причина — это разность и изменения атмосферного давления в районе карстового массива. Два отверстия наклонной пещеры или горизонтальной пещеры с органическими трубами, находясь на различной высоте над уровнем моря, будут характеризоваться различным атмосферным давлением. Четвертая причина заключается в воздействии ветров на подземную атмосферу карстового массива. Когда в районе такого массива действуют ураган или сильные ветры, они способствуют смене направления движения воздуха в проходных пещерах. Кроме того, они засасывают воздух подземной атмосферы из трещин и пустот (Ф. Тромб, 1952).

Рассмотрим несколько случаев движения воздуха в карстовых пещерах.

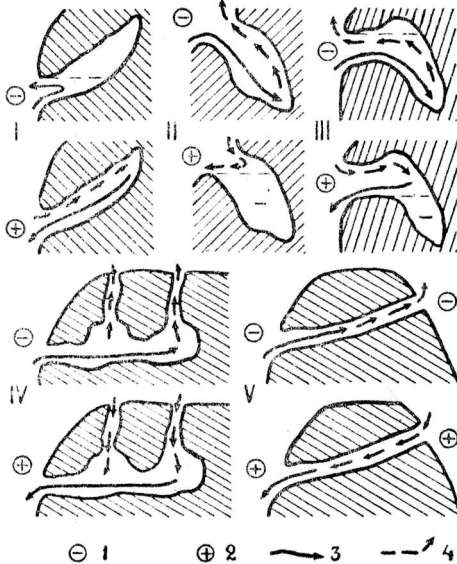


Рис. 28. Схемы движения воздуха в карстовых пещерах.

- I — мешкообразная теплая, II — мешкообразная холодная, III — мешкообразная холодная, сложного профиля,  
IV — ветровая, V — проходная. 1 — зимой, 2 — летом. Направление движения воздуха: 3 — холодного, 4 — теплого.

Горизонтальные или слабо наклонные проходные пещеры. Наиболее просто обстоит дело в проходной горизонтально теплой пещере, два устья которой выходят по разные стороны горного хребта (рис. 28 V). Здесь основную роль играют ветры в районе устьев пещеры. В зависимости от их направления воздух движется то в одном, то в другом направлении. Однако через пещеру движется не только наружный воздух. Некоторую роль играет и воздух, поступающий из других участков карстующегося массива и, в частности, над пещерой. Вместе с водой из зоны вертикальной нисходящей циркуляции в пещеру поступает подземный воздух. Частью он засасывается из трещин при движении наружного воздуха через пещеру.

Карстовые массивы. Гораздо сложнее обстоит дело в карстовом массиве, где имеется система сообщающихся пустот и трещин, приуроченных к зонам вертикальной нисходящей и горизонтальной циркуляции карстовых вод. Рассмотрим случай, который имеет место в Кунгурской ледяной пещере, где основные гроты и проходы расположены примерно горизонтально. Они сообщаются с карстовыми воронками над пещерой через органые трубы. В других районах это могут быть карстовые шахты, переходящие в горизонтальную пещеру. Схематически такая система подземных пустот будет выглядеть так, как показано на рис. 28, IV.

В таком закарстованном массиве движению подземного воздуха способствует ряд причин. Вода, перемещающаяся вниз по пустотам зоны вертикальной циркуляции, увлекает с собой и подземный воздух. Некоторую роль играет движение наружного воздуха, который, двигаясь над карстовыми пустотами, увлекает за собой подземный воздух и убыстряет его движение. При значительной разности высот входа в пещеру и устьев воронок в подпещерном пространстве известную роль играет и разность давлений. Однако эти три причины только замедляют или ускоряют движение воздуха в карстовом массиве, обусловленное разностью плотностей двух столбов воздуха — наружного и внутреннего.

Зимой, когда температура наружного воздуха отрицательна и ниже температуры теплого подземного воздуха ( $5-7^{\circ}$ ), более плотный холодный воздух входит в пещеру и вытесняет более легкий теплый, который по органам трубам, трещинам и другим пустотам выходит в карстовые воронки над пещерой. Чем больше разность температур наружного и пещерного воздуха, тем быстрее движение. Так как в течение суток наружная температура меняется, то и скорость движения воздуха в пещере тоже имеет разную величину. Большую роль играет и высота зоны вертикального движения. Чем она больше, тем значительнее разность весов тяжелого холодного и легкого теплого воздуха и тем быстрее движение. Зимой нисходящее вертикальное движение карстовых вод незначительно, так как только небольшая часть воды от оттаявшего в воронках снега стекает вниз в пещеру. Следовательно, вода почти не препятствует движению воздуха. Сильные наружные ветры и разность атмосферного давления у входа в пещеру и в устье воронок над пещерой, наоборот, ускоряют движение воздуха вверх по карстовым пустотам.

В теплое время года положение иное. Когда наружная температура выше температуры воздуха в пещере, более плотный холодный столб воздуха будет в пещере, а более легкий теплый — вне ее. Движение воздуха в карстовом массиве происходит в обратном направлении. Более холодный пещерный воздух двигается из пещеры к выходу, а его место занимает поступающий по вертикальным пустотам наружный более теплый воздух.

Переход от движения холодного воздуха в пещеру на движение его из пещеры происходит не сразу. В начале весны, когда температуры равны, нет движения ни в пещеру, ни из пещеры. В Кунгурской пещере это происходит обычно между 3 и 17 апреля. Осенью такое отсутствие движения также обусловлено понижением наружной температуры, которая опять становится такой же, как и в пещере. Между 23 сентября и 10 октября наблюдается второй период отсутствия движения воздуха. После него холодный воздух вновь начинает двигаться в пещеру. В Кунгурской ледяной пещере в среднем 185—188 дней в году воздух движется в пещеру и 170—172 дня — из пещеры. Пещеры с таким движением подземного воздуха называются ветровыми.

Мешкообразные холодные пещеры. Рассмотрим движение воздуха в мешкообразных пещерах. Зимой, когда температура в пещере выше, более плотный холодный воздух входит в пещеру и вытесняет более легкий теплый (рис. 28, II). Температура воздуха в пещере понижается, и горные породы стенок переохлаждаются. В теплый период движение воздуха прекращается, так как более легкий теплый воздух не может попасть в пещеру. Только токи внутреннего тепла земли да теплые воды с поверхности несколько нагревают пещеру. Если запас холода, накопленного стенками пещеры и в попавшем туда зимой снеге, больше количества поступающего тепла, то в пещере из теплых вод и снега образуется лед. Мешкообразные пещеры имеются в Пермской области, в Крыму (Бузлук на Караби-яйле) и других карстовых районах.

В карстовых колодцах-снежниках воздух перемещается как в мешкообразных холодных пещерах.

Мешкообразные теплые пещеры. Имеются мешкообразные пещеры, у которых замкнутый конец выше устья. Их обычно называют теплыми, так как не бывает льда, сохраняющегося весь год. Зимой в них движение воздуха отсутствует, так как тяжелый холодный воздух не может подниматься вверх и вытеснить теплый пещерный. В теплое время года легкий более теплый наружный воздух движется в пещеру и нагревает как воздух, так и породы, в которых она находится (рис. 28, I).

Наконец возможны холодные мешкообразные пещеры сложного профиля. Верхняя часть их является теплой, а нижняя — холодной. Движение воздуха в таких пещерах показано на схеме (рис. 28, III).

Движение подземного воздуха происходит во всех массивах карбонатных, сульфатных (гипс и ангидрит) и других карстующихся пород, где имеются полости, сообщающиеся трещинами, и другие пустоты. Наиболее общая схема такого движения показана на примере ветровых пещер (рис. 28, IV). Движение это обуславливает появление дующих пещер, колодцев и трещин, звуков, напоминающих

шум падающей воды, протаивание зимой снега над трещинами, понорами и воронками, образование тумана.

Скорость движения воздуха в пещерах различна. В Пашийской пещере 26 марта 1941 г. была определена скорость 0,3 м/сек. В Деветашской пещере (Болгария) она составляла 1,2—1,3 м в сек (Г. А. Максимович, К. А. Горбунова, 1958).

В Кунгурской ледяной пещере летом 1928 г. были произведены наблюдения над скоростью движения воздуха во входе. Она изменялась следующим образом:

|                     | 24 июля |         | 25 июля        |            |        |
|---------------------|---------|---------|----------------|------------|--------|
|                     | 23 час. | 1 час.  | 2 час. 30 мин. | 4 ч. 30 м. | 8 час. |
| Скорость<br>м в сек | 2,6—3   | 2,2—2,6 | 2,8            | 3,3        | 3,8    |

В 12 часов скорость движения воздуха была уже 4,8, в 14 часов — 5,1 м/сек. Холодный воздух пещеры, имеющий температуру около  $+5^{\circ}$ , перемещался наружу, где температура была выше. Чем больше разность температур воздуха пещерного и наружного, тем быстрее движется воздух в пещере. Поэтому наибольшая скорость в 5,1 м/сек наблюдалась в 14 часов, когда у пещеры была самая высокая температура. Ночью же, когда температура воздуха возле пещеры уменьшалась, скорость движения была меньше.

## ПЛОТНОСТЬ И ГУСТОТА КАРСТОВЫХ ПЕЩЕР

Необходима количественная характеристика подземных карстовых пустот. Автор различает коэффициент закарстованности, плотность и густоту пещер. Коэффициент закарстованности (объемный) определяется двумя способами: по керну и путем подсчета объема карстовых пещер.

Методика определения объемного  $K_1$  (и линейного  $K_v$ ) коэффициентов, закарстованности по керну нами описана (Г. А. Максимович, 1956).

Заметим, что определение объемного коэффициента закарстованности путем отнесения объема карстовых пещер ко всему карстующемуся массиву менее точно и может дать заниженные цифры, так как при этом учитываются только обследованные пещеры, а в них пустоты, лишь доступные человеку.

В Кизеловском каменноугольном бассейне закарстованность следующая (в %):

| Горизонт        | $K_1$ | $K_v$ |
|-----------------|-------|-------|
| $C_{1,2}^{2Aa}$ | 0,03  | 0,34  |
| $C_{1,2}^{2Ab}$ | 2,28  | 3,42  |
| $C_1^{2B}$      | 5,46  | 6,47  |

Для других районов объемный коэффициент закарстованности составляет (в %):

| Район                | Закарстованные породы | $K_v$                  | Литературный источник   |
|----------------------|-----------------------|------------------------|-------------------------|
| Североуральский      | Известняки            | 12 (4,6 <sup>1</sup> ) | Д. В. Рыжиков, (1947)   |
| Североуральский      | «                     | 0,7—0,8                | Л. Н. Смирнов (1946)    |
| Алапаевский          | «                     | 6—10                   | М. И. Гевирц (1959)     |
| Сухоложско-каменский | «                     | 6—7 (до 18)            | «                       |
| Невьянский           | «                     | 7—10                   | «                       |
| Южноуральский        | «                     | 7                      | О. Б. Скиргелло (1949)  |
| Бархатовский         | «                     | 8—16                   | Н. И. Соколов (1957)    |
| Ленинградский        | «                     | 2 (0,8 <sup>1</sup> )  | М. А. Гатальский (1957) |

Количество карстовых пещер, приходящееся на 1000 км<sup>2</sup> площади, автор называет плотностью. В карстовых районах СССР и зарубежных стран имеются кадастры пещер, а иногда подсчитана их общая протяженность. Для характеристики подземной закарстованности автор предлагает также определять густоту (удельную протяженность) пещер. Густота пещер  $L$  — это общая длина всех пещерных ходов, приходящихся на 1 000 км<sup>2</sup> площади карстующихся пород. Там, где эта площадь не определена, вместо  $L$  приходится пока пользоваться  $L_0$ . Это длина подземных ходов, отнесенная ко всей площади данной природной, административной области или страны.

Плотность и густота карстовых пещер Пермской области по районам приведена в табл. 16.

Таблица 16

**Плотность и густота пещер Пермской области**  
(по Г. А. Максимовичу, 1962 а)

| Районы               | Карстующиеся породы |                | Площадь, км <sup>2</sup> | Пещеры     |                |                  |                                  |                                |                                             |
|----------------------|---------------------|----------------|--------------------------|------------|----------------|------------------|----------------------------------|--------------------------------|---------------------------------------------|
|                      | литология           | возраст        |                          | количество | общая длина, м | Средняя длина, м | плотность на 1000 м <sup>2</sup> | количество пещер длиннее 100 м | густота (протяжение) на 100 км <sup>2</sup> |
| Нижнечусовской       | гипс                | P <sub>1</sub> | 1100                     | 6          | 203            | 33,9             | 5,5                              | нет                            | 185                                         |
| Нижнесылвенский      | гипс                | P <sub>1</sub> | 1700                     | 9          | 1385           | 153,9            | 5,3                              | 2                              | 815,9                                       |
| Кунгурско-Иренский   | гипс                | P <sub>1</sub> | 5700                     | 26         | 5610           | 215,7            | 4,7                              | 4                              | 964                                         |
| Уфимский вал         | карбонат            | P <sub>1</sub> | 800                      | 7          | 34             | 5                | 0,9                              | нет                            | 42,5                                        |
| Кишертско-Суксунский | изв. и гипс         | P <sub>1</sub> | 500                      | 3          | 85             | 28,3             | 6                                | нет                            | 170                                         |
| Полудовский          | изв.                | P              | 550                      | 1          | 1300           | 1300             | 2                                | 1                              | 2363,6                                      |
| Яйвинско-Кизеловский | изв.                | C              | 4350                     | 38         | 3183           | 83,7             | 8,7                              | 9                              | 708,7                                       |
| Пашийско-Чусовской   | изв.                | D, C           | 2900                     | 15         | 787            | 52,4             | 5,1                              | 2                              | 271,4                                       |
| Средневишерский      | изв.                | C              | 5700                     | 3          | 75             | 25               | 0,5                              | нет                            | 13,1                                        |
| Верхневишерский      | изв.                | O, S           | 1000                     | 1          | 170            | 170              | 1                                | 1                              | 170                                         |
|                      | Всего               |                | 24300                    | 109        | 12832          | 117,7            | 4,5                              | 19                             | 519,6                                       |

<sup>1</sup> Пустоты незаполненные песком и глиной

Таблица 17

Плотность и густота пещер разных районов  
(по Г. А. Максимовичу, 1962 а).

| Страна, область,<br>район                | Площадь,<br>тыс. км <sup>2</sup> |        | Количество<br>пещер |                | Протяжен-<br>ность карсто-<br>вых пещер,<br>км | Плотность<br>пещер на<br>1000 км <sup>2</sup> | Густота пещер в<br>м на 1000 км <sup>2</sup> |        |
|------------------------------------------|----------------------------------|--------|---------------------|----------------|------------------------------------------------|-----------------------------------------------|----------------------------------------------|--------|
|                                          |                                  |        |                     |                |                                                |                                               | L <sub>0</sub>                               | L      |
|                                          | общая                            | карста | всего               | карсто-<br>вых |                                                |                                               |                                              |        |
| Пермская область                         |                                  | 24,3*  | 130                 | 110            | 12,83                                          | 4,5                                           | 6—8                                          | 519,6  |
| Эстонская к. о.                          | 25                               | 3,3    | —                   | 15             | 0,15—0,2                                       | 4,5                                           | —                                            | 45—61  |
| Чадардаг                                 | —                                | 0,04   | —                   | 5              | 0,285                                          | 125                                           | —                                            | 7125   |
| Болгария                                 | 110,8                            | —      | 440                 | —              | —                                              | 4                                             | —                                            | —      |
| Венгрия                                  | 93                               | 5—6    | —                   | 718            | 50,55                                          | 119—143                                       | 543                                          | 8425—  |
| Румыния, к. р. Пуи                       | —                                | 0,04   | —                   | 7              | 2,5                                            | 175                                           | —                                            | 10110  |
| Чешская карст. провинция                 | —                                | 0,266  | —                   | 474            | 20,55                                          | 1782                                          | —                                            | 62500  |
| Словацкая карст. провинция               | —                                | 1,455  | —                   | 260            | 39,9                                           | 183,5                                         | —                                            | 77256  |
| Польша, Краковско-Ценстоховская<br>к. о. | —                                | 0,1    | —                   | 500            | —                                              | 5000                                          | —                                            | 27422  |
| Нидерланды к. о.                         | —                                | 0,2    | —                   | 14             | 0,474                                          | 70                                            | —                                            | —      |
| Нижняя Австрия и Вена                    | 19,6                             | —      | —                   | 692**          | —                                              | 35,8                                          | —                                            | 2370   |
| Рамалес, Испания                         | —                                | 0,01   | —                   | 13             | 4,5                                            | 1300                                          | —                                            | —      |
| Акиоси, Япония                           | —                                | 0,045  | —                   | 23             | > 3,5                                          | 511                                           | —                                            | 450000 |
| Пенсильвания, США                        | 117,4                            | —      | 272                 | —              | —                                              | 2,3                                           | —                                            | 777    |

\* Только закарстованная, где есть пещеры

\*\* С шахтами.

Данные, полученные по Пермской области, интересно сопоставить с вычисленными нами цифрами плотности и густоты пещер по другим карстовым областям и районам (табл. 17).

Приведенные цифры плотности и густоты пещер зависят не только от подземной закарстованности, но и от изученности и, в частности, от состояния их кадастра. В Польше, Венгрии, Чехословакии, где учет и картографирование пещер поставлены хорошо, эти данные более точны. В других странах и областях они по большей части приблизительны. По некоторым странам автору пришлось ограничиться сведениями об очень небольших карстовых районах (Румыния, Испания, Япония).

Пещеры образуются в различных гидродинамических зонах карстовых вод (Г. А. Максимович, 1957 а). Наиболее доступны для изучения пещеры районов с расчлененным рельефом. При надлежащей регистрации здесь, особенно на небольших закарстованных участках, цифры плотности и густоты пещер наибольшие. Так плотность пещер более 1 000 на 1 000 км<sup>2</sup> установлена в Чешской карстовой провинции (1782), Краковско-Ченстоховском карстовом районе в Польше (5 000), районе Рамалес в Испании (1 300).

Густота пещер более 10 км на 1 000 км<sup>2</sup> имеет место в Чешской карстовой провинции — 77,2, Словацкой карстовой провинции — 27,4 и небольших карстовых районах Пуи в Румынии — 62,5 и Рамалес в Испании — 450 км на 1 000 км<sup>2</sup>.

### **КОРРЕЛЯЦИЯ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ КАРСТОВЫХ ПЕЩЕР И РЕЧНЫХ ТЕРРАС**

В карстовых областях, при наличии магистральных речных артерий, в склонах долин наблюдаются слабо наклонные, почти горизонтальные, карстовые пещеры. Они образуются в местах концентрации карстовых вод, движущихся горизонтально в виде потока к дренирующей артерии. При этом горизонтальные пещеры формируются главным образом тогда, когда вертикальные движения земной коры замедлены или почти отсутствуют. В этом случае горизонтальный поток карстовых вод успевает выработать подземные полости. Значительную роль играет здесь растворимость пород. Наиболее длительное время требуется для доломитов и доломитизированных известняков, несколько меньше — для известняков и мела, еще меньше — для гипсов и ангидритов и наименьшее — для соли.

В речных долинах, формирующихся за счет глубинной и боковой эрозии, а также ряда других процессов (делювиальных, оползневых, карстовых и т. д.), в периоды замедления или почти полного отсутствия на данном участке вертикальных движений боковая эрозия резко преобладает над вертикальной и происходит формирование



аккумулятивного комплекса цокольных речных террас (Г. А. Максимович, 1941, 1948).

Таким образом, паузы в вертикальных движениях в карстовых районах сопровождаются в магистральных речных долинах образованием цокольных речных террас и горизонтальных пещер. Это позволяет синхронизировать данные эрозионные и карстовые образования.

Возраст четвертичных отложений аккумулятивного комплекса речных террас устанавливается по палеонтологическим и археологическим данным и по пыльцевому спектру. О возрасте горизонтальных карстовых пещер судят по тем же данным, а иногда привлекают полугодовые кольца сталактитов и сталагмитов (Ф. Витасек, 1951). Хотя устья карстовых пещер и несколько уничтожаются боковой эрозией и смывом, однако пещеры, как находящиеся в глубине массива карстующихся пород, часто лучше сохраняются, чем аккумулятивные образования речных террас. Последние, особенно в горных районах, уничтожаются либо за счет боковой эрозии, либо смывом. В результате от террасы сохраняется только ее цоколь. Эти эрозионные (скульптурные) террасы уже не дают возможности применить палеонтологический и археологический методы. Поэтому горизонтальные карстовые пещеры приобретают еще большее значение, т. к. путем корреляции их с речными террасами можно установить возраст последних.

Подобным же образом в районе морских побережий сопоставляются горизонтальные карстовые пещеры и морские террасы.

Идея корреляции уровней карстовых пещер и эрозионных террас возникла достаточно давно. По-видимому, первым, кто обратил на это внимание, был отечественный исследователь И. П. Фальк. В 1786 г. он посетил Кунгурскую пещеру на р. Сылве. И. П. Фальк (1824) писал: «Подошва ее кажется быть в уровень с поверхностью речной воды».

Примерно через сто лет, в 1871 г., замечательный чешский исследователь Ф. Пошепный в работе «О пещерах и образовании пещерных полостей» указывал на связь этажей пещер и речных террас. В дальнейшем И. Цвийич (1909) для Динарского нагорья устанавливает наличие этажей карстовых полостей. Э. А. Мартель для кавказской р. Мзымты наметил связь расположения пещеры с уступом на склоне долины. В более поздних работах он указывает на этажное расположение пещер. В частности, Э. А. Мартель (1924) устанавливает, что в Западной Европе имеются высокорасположенные пещерные полости, выработанные верхнетретичной циркуляцией вод, и современные тоннели, несущие карстовые воды.

В СССР А. Е. Ферсман, указывая на работы Ф. Пошепного и И. Цвийича, связывал развитие карстовых полостей в палеозойских известняках северных предгорий Алайского хребта с врезанием

р. Араван и сопоставлял карстовые полости с террасами речной долины. Для исследованного района положения А. Е. Ферсмана подтвердились не полностью, но работа его имела большое методическое значение. Советские исследователи карста стали применять геоморфологический метод определения возраста пещер, сопоставляя пещерные полости с речными террасами. В 1938 г. была опубликована работа Г. Кесслера об этажах венгерских пещер у Агтелека. Он также сопоставляет эти пещеры с речными террасами.

Б. Л. Личков (1933) считает, что прежние базисы эрозии оставляют следы не только в виде террас, но и внутри карстующихся горных пород — это ярусы полостей и каверн.

Большой материал о связи этажей пещер и речных террас собран в последние два десятилетия по Уралу и Западному Приуралью. М. М. Толстихина (1931, 1932) в центральной части Уфимского плато установила связь карстовых пещер с уровнями речных террас.

И. Керекас в 1938 г. опубликовал свои наблюдения в районе пещер Эгер в Венгрии (Н. И. Николаев, 1950). По р. Тараконн здесь имеется 50 пещер, ниш, ходов и гротов, для которых он установил геологический возраст, сопоставив с террасами.

М. В. Муратов и Н. И. Николаев для горного Крыма выделили три этажа пещер, которые увязали с речными террасами (М. В. Муратов и Н. И. Николаев, 1939; Н. И. Николаев, 1940).

В Пермской области пещеры хорошо увязываются с уровнями террас речных долин (табл. 18).

Таблица 18  
Сопоставление высотного положения террас речных долин и карстовых пещер  
Пермской области  
(по Г. А. Максимовичу, 1957 а, б)

| Районы                            | Комплекс террас | № террас | Высота террас, м | Высота пещер, м | Название пещер      |
|-----------------------------------|-----------------|----------|------------------|-----------------|---------------------|
| Чердынский и Яйвинско-Соликамский | Верхний         | 9        | 130—150          | —               | Девья, Тихого Камня |
|                                   |                 | 8        | 100—120          | 100—110         | Соколя, Махневская  |
|                                   |                 | 7        | 70—90            | —               | Чаньвенская         |
|                                   | Средний         | 6        | 50               | 50              | Чикманская          |
|                                   |                 | 5        | 30—35            | —               | —                   |
|                                   |                 | 4        | 15—20            | 18—20           | Велсинская          |
|                                   |                 | 3        | 10—15            | 10—12           | Крестокская         |
|                                   | Нижний          | 2        | 6—8              | —               | —                   |
|                                   |                 | 1        | 3—4              | —               | —                   |

| Районы      | Комплекс террас | № террас | Высота террас, м | Высота пещер, м | Название пещер                                |
|-------------|-----------------|----------|------------------|-----------------|-----------------------------------------------|
| Кизеловский | Верхний         | 9        | 150              |                 |                                               |
|             |                 | 8        | 10—120           | 110             | Безгодовская                                  |
|             |                 | 7        | 90—100           | —               | Маринская                                     |
|             | Средний         | 6        | 60—70            | 50—60           | Кизеловская                                   |
|             |                 | 5        | 35—40            | 30—40           | Ладейная                                      |
|             |                 | 4        | 20—25            | —               | —                                             |
|             |                 | 3        | 14—18            | —               | —                                             |
|             |                 | 2        | 3—6              | —               | —                                             |
|             | Нижний          | 1        | 0,5—2,0          | 0—0,5           | Всеволодская                                  |
|             |                 | 6        | 50—60            | —               |                                               |
| Чусовской   | Верхний         | 5        | 30—40            | 30—40           | В камне Дыроватом                             |
|             |                 | 4        | 15—20            | 15—20           | В камне Печка, в камне Ермак, Ермаковская     |
|             | Нижний          | 3        | 8—11             | 8—12            | Расселина в камне Ермак                       |
|             |                 | 9        | 2—5              | 2—6             | В камне Печка, Куликовская теплая, Опокинские |
|             |                 | 1        | 0—2,0            | 0,5             | В камне Печка, в камне Боюн, Опокинские       |
|             |                 |          |                  |                 |                                               |

В другой работе (Г. А. Максимович, 1947 б) автором показано наличие в Кунгурской ледяной пещере четырех этажей, которые соответствуют основаниям эрозионных ступеней р. Сылвы.

И. Н. Павлов (1948), исследуя верховья р. Уфы, установил, что устья пещер и обнаруженные бурением карстовые полости располагаются над современным урезом рек Уфы и Серги на тех же высотах, что и террасы (табл. 19).

В. И. Громов (1948) приводит для низовьев р. Чусовой разрез верхнепалеолитической стоянки Талицкого, приуроченной к нижней части II надпойменной террасы. Культурный слой, находящийся на глубине от 12 до 16 м, нарушен смещениями вследствие небольшой просадки над нижележащей погребенной карстовой воронкой. Рост этой воронки, вызвавший нарушение культурного слоя, имел место после верхнего палеолита.

С. Г. Каштанов (1952) установил в районе Казанского Поволжья до трех этажей карстования, расположенных один над другим на высоте примерно 30—45 м. Он связывает их с изменением базиса эрозии.

Таблица 19

Сопоставление высотного положения речных террас и карстовых пещер  
верховьев рек Уфы и Серги

| Террасы рек                                            | Высота террас<br>над<br>современным<br>урезом рек, м | Высота пещер и<br>карстовых полостей<br>над современным<br>урезом реки, м |
|--------------------------------------------------------|------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------|
| р. Уфа                                                 |                                                      |                                                                           |
| Пойма                                                  | 1—3                                                  | -1 до 1                                                                   |
| I надпойменная терраса                                 | 3,5—4                                                | 4—4,5                                                                     |
| II                                                     | 10—15                                                | 16                                                                        |
| III                                                    | 18—24                                                | 18—24                                                                     |
| IV                                                     | 45—50                                                | 45                                                                        |
| р. Серга                                               |                                                      |                                                                           |
| Пойма                                                  | 1—3                                                  | 0—1                                                                       |
| I надпойменная терраса                                 | 4,0—5                                                | 4—4,5                                                                     |
| II                                                     | 10—12                                                | 10—12                                                                     |
| Примечание. По р. Серге сведения собраны не полностью. |                                                      |                                                                           |

Н. А. Гвоздецкий (1950, 1952) установил на Кавказе для районов Сочи и Сухуми, что выработка горизонтальных карстовых пещер связана с этапами развития речных долин и эрозионных террас. Это позволило ему в ряде случаев определить примерный возраст пещер по археологическим находкам в них и по геоморфологическим данным — путем увязки с речными, а через них и с морскими террасами.

Советский исследователь Н. И. Кригер (1953) указывает, что в области чешского карста по р. Берунке пещеры развиты на разных высотах над рекой. Наиболее высоко расположенные пещеры отвечают неогеновым террасовым уровням (миоцен и плиоцен), а наиболее низкие — четвертичным террасам.

Выше мы привели ряд примеров, показывающих, что горизонтальные карстовые пещеры, а иногда и другие полости расположены в ряде районов примерно на тех же высотах, что и речные террасы. Однако, прежде чем перейти к вопросам корреляции, необходимо рассмотреть гидродинамические зоны карстовых вод, движение которых обуславливает образование разнообразных пустот, в том числе и горизонтальных пещер.

В зависимости от местных условий — мощности карстующегося массива, однородности карстующихся пород, наличия или отсутствия некарстующихся пластов, движений земной коры, расчлененности массива транзитными магистральными реками, элементов залегания карстующихся пород, геоморфологических, климатических

и ряда других — наблюдается различное распределение гидродинамических зон карстовых вод.

Приведенные в главе 1 данные об особенностях циркуляции подземных вод в карстовых массивах и в частности о наличии подрусловых потоков и горизонтальных карстовых каналов в зоне сифонной циркуляции имеют большое значение для корреляции речных террас и горизонтальных карстовых пещер.

Выше было показано, что карстовые воды, образующие горизонтальные каналы, примерно перпендикулярные реке, могут формироваться до 30—35 м ниже дна реки. При поднятии района поймы превратится в новую террасу, а канал подруслового, параллельного реке, потока и сопряженные с ним горизонтальные каналы, перпендикулярные реке, в зависимости от глубины вертикального врезания реки будут вскрыты или не вскрыты рекою, меандрирующей на новом, более низком уровне. В случае вскрытия горизонтальные каналы превратятся вначале в пещеры с вытекающими из них источниками, а затем в сухие пещеры. В то время, когда по пещере еще течет источник, в ней образуется однообразный уклон к реке, который мог отсутствовать, когда канал входил в зону сифонной циркуляции. Иногда широкая и высокая арка входа в пещеру является не только результатом обрушения свода и принятия наиболее устойчивой формы, но реликтом бывшей зоны сифонной циркуляции; необходимо, конечно, учитывать и роль последующих колебательных движений, изменяющих наклон земной коры в районе.

Если взять как более устойчивую категорию не средний уровень поверхности аккумулятивного комплекса цокольной террасы, а ее цоколь, то при наличии горизонтальных пещерных каналов, образовавшихся в зоне сифонной циркуляции, данной террасе будут соответствовать пещеры, расположенные не на одинаковом уровне, а на 20—30—35 м ниже.

Задержка в углублении пещерных каналов по сравнению с дренирующей рекой, при наличии хорошо разработанной зоны поглощения, может привести к тому, что водоносными будут пещерные каналы, находящиеся на высоте 20—50—100 м над уровнем воды в реке. В этом случае пещера станет сухой и может быть заселена только тогда, когда река опустится на несколько ярусов. Все эти обстоятельства необходимо учитывать при корреляции речных террас и горизонтальных карстовых пещер. Необходимо также изучать историю развития каждого из карстовых районов. Как показали А. Г. Лыкошин и Д. С. Соколов (1954), при сложных движениях земной коры корреляция может отсутствовать.

## ПЕЩЕРЫ И НОВЕЙШАЯ ТЕКТНИКА

Наблюдения в пещерах позволяют выявить карстовую тектонику. Так под влиянием расклинивающего действия подземного льда

и оседания пластов над образованными выщелачиванием пустотами в Кунгурской ледяной пещере установлены углы падения до  $10\text{--}20^\circ$  (В. С Лукин, 1960).

В пещерах Польских Татр З. Вуйчик и С. Зволиньски (1959) установили молодые разновозрастные разрывные нарушения с амплитудами перемещения от 0,1 до 2,5 м. Возраст их, по данным пещерной фауны и величины кальцитовых натечков, от последнего интергляциала до 10 тыс. и менее лет (рис. 29).

Приведенные данные показывают, что пещеры не только дают палеонтологическую и археологическую датировку, а также амплитуду неотектонических движений, но и позволяют установить новейшие разрывные нарушения.

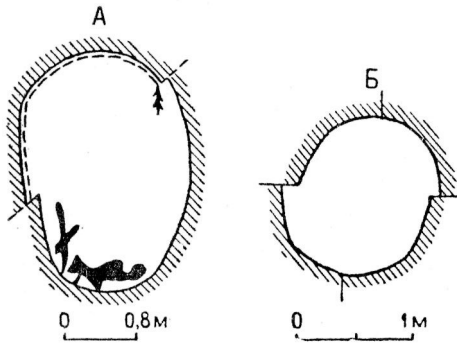


Рис. 29. Новейшие тектонические нарушения в пещерах польских Татр  
(по З. Вуйчику и С. Зволиньскому, 1959)  
Пещеры: А. Магурская, Б. Горичкова.

## ГЛАВА СЕДЬМАЯ

### ОТЛОЖЕНИЯ ПЕЩЕР

Карстовые пещеры содержат различные отложения, а также некоторые полезные ископаемые.

#### КЛАССИФИКАЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕЩЕР

А. А. Крубер (1915) в соответствии с классификацией Э. А. Мартеля различал следующие отложения пещер: натечные массы; туф, заполняющий выходы подземных потоков; продукты разрушения и осыпания стенок, вызванные струйками просачивающейся воды; продукты провалов и обрушения сводов и стенок; пещерная глина — нерастворимый остаток карстующихся пород; принесенные с поверхности через воронки, поноры, колодцы и шахты элювиальные, делювиальные и аллювиальные отложения, а также продукты животного и растительного происхождения; снег и лед. Этот список довольно неполон.

Д. С. Соколов (1955, 1959) предложил свою схематическую классификацию отложений карстовых полостей (табл. 20). В ней

Таблица 20

Схематическая генетическая классификация отложений пещер и других карстовых полостей (по Д. С. Соколову, 1959).

| Пещерные отложения                                                              | Зона аэрации | Зона ниже уровня подземных вод |
|---------------------------------------------------------------------------------|--------------|--------------------------------|
| 1. Остаточные образования: терра росса, доломитовая мука и т. д.                | +            | +                              |
| 2. Обвальные накопления — продукты обрушения сводов крупных карстовых полостей  | +            | +                              |
| 3. Аквальные механические осадки:                                               | +            | —                              |
| а) пещерный аллювий;                                                            | +            | —                              |
| б) отложения пещерных озер;                                                     | +            | —                              |
| в) кольматационные                                                              | +            | +                              |
| 4. Хемогенные отложения:                                                        | +            | —                              |
| а) натечные образования;                                                        | —            | +                              |
| б) отложения из водных растворов ниже уровня подземных вод                      | —            | +                              |
| 5. Пещерный и трещинный лед                                                     | +            | —                              |
| 6. Органогенные отложения — гуано, костяные брекчии, пещерные фосфориты и т. п. | +            | —                              |
| 7. Антропогенные отложения — пещерный культурный слой                           | +            | —                              |

не учтены некоторые отложения пещер, отмеченные еще А. А. Крубером. В частности, в ней нет механических осадков под органическими трубами, которые попали с поверхности, но не являются кольматационными. Отсутствуют и отложения, выпавшие из водных растворов пещерных рек и главным образом озер (кальцитовые плотины, пленки, обрамления и выступы на дне озер, туфы пещерных рек и т. д.). Надо отметить также, что среди хомогенных отложений, кроме натечных образований в пещерах и известняках, гипсах и каменной соли, встречаются кристаллы кальцита, арагонита, гипса, соли. Пещерный лед следовало бы по происхождению разделить на атмогенный, гидрогенный и гетерогенный (Г. А. Максимович, 1947). Органогенные отложения представлены не только гуано, костяной брекчий, пещерными фосфоритами, но и скоплениями костей, фосфоритовыми землями, селитрой (Г. А. Максимович, 1961).

В пещерах встречаются, хотя и более редко, минералы и скопления, принесенные гидротермальными растворами (П. Н. Чирвинский, 1947, 1950; А. Н. Оборин, 1947; А. Е. Ферсман, 1926, 1952 и другие).

Разделив отложения, как в главе III (табл. 8), на автохтонные и аллохтонные образования, мы будем иметь следующую классификацию пещерных отложений (табл. 21).

Таблица 21

Генетическая классификация отложений карстовых пещер  
(по Д. С. Соколову, 1959 и Г. А. Максимовичу, 1960)

| Пещерные отложения                                                                                                                                                      | Автохтонные | Аллохтонные |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------|-------------|
| 1. Остаточные отложения. элювиальная или пещерная глина                                                                                                                 | +           | —           |
| 2. Обвальные отложения: глыбы и другие обломочные продукты обрушения сводов пещер                                                                                       | +           | —           |
| 3. Водные механические осадки:                                                                                                                                          |             |             |
| а) отложения пещерных рек;                                                                                                                                              | —           | +           |
| б) отложения пещерных озер;                                                                                                                                             | +           | —           |
| в) отложения, принесенные в пещеру сверху через трещины, карстовые воронки, колодцы, шахты                                                                              | —           | +           |
| 4. Водные хомогенные отложения:                                                                                                                                         |             |             |
| а) натечные образования: сталактиты, сталагмиты, колонны, покровные на стенах и полу пещер и т. д.;                                                                     | +           | —           |
| б) кальцитовые образования в пещерных озерах: обрамления, выделения на выступах дна, оторочки на сталагмитах, пленки, оолиты, пизолиты, конкреции, . плотины озер и др. | +           | —           |



| Пещерные отложения                                                                                                                                    | Автохтонные | Аллохтонные |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------|-------------|
| в) кристаллы автохтонных минералов: кальцита, арагонита (в карбонатных отложениях), гипса (в гипсовых и реже карбонатных отложениях), галита (в соли) | +           | —           |
| 5. Пещерный лед: а) атмосферный (снег, кристаллы);                                                                                                    | +           | +           |
| б) гидрогенный: сталактиты, сталагмиты, колонны, покровный на полу, лед озер;                                                                         | +           | —           |
| в) гетерогенный: кора обледенения, покровный лед на полу                                                                                              | +           | +           |
| 6. Органогенные отложения: гуано, скопления костей, костяная брекчия, фосфориты, фосфоритовые земли, селитра и другие                                 | +           | —           |
| 7. Гидротермальные и другие аллохтонные отложения: сульфиды (пирит, марказит, галенит, сфалерит), барит и многие другие                               | —           | +           |
| 8. Антропогенные отложения культурного слоя пещер                                                                                                     | —           | +           |

## ОТЛОЖЕНИЯ ПЕЩЕР

Рассмотрим некоторые отложения пещер.

### Остаточные отложения

Они известны в пещерах, приуроченных к карбонатным отложениям, а также гипсам и ангидритам. Растворимые вещества выносятся карстовыми водами, а нерастворимый остаток, состоящий большей частью из глинистых частиц, либо остается на месте, либо уносится пещерными реками или откладывается озерами. Оставшаяся на месте элювиальная глина часто называется пещерной. Она образовалась из глинистых, пылеватых и очень тонких частиц, принесенных в свое время с континента ветрами и смыванием в морские бассейны и лагуны, где садились будущие карстующиеся породы. Обычно пещерная глина — не чисто элювиальное образование. Воды перенесли ее на некоторое расстояние, и это скорее элювиально-делювиальные отложения. Кроме того, даже вне русла пещерных рек и котловин озер сюда могут попасть с поверхности по трещинам, органическим трубам песчано-глинистые отложения. Ввиду сложности происхождения, мы предлагаем ее называть просто пещерной глиной.

Химический и гранулометрический состав пещерной глины, вероятно, очень разнообразен. В нашем распоряжении имеется только один механический анализ пещерной глины с пола грота Смелых Кунгурской ледяной пещеры. Данные этого анализа таковы:

|                 |       |       |       |         |
|-----------------|-------|-------|-------|---------|
| Размеры частиц, | 0,25— | 0,05— | 0,01— | < 0,001 |
| мм              | 0,05  | 0,01  | 0,001 |         |
| %               | 12,0  | 49,7  | 21,8  | 16,5    |

### Обвальные отложения

Возникают они на полу пещер в результате обрушения сводов, стен гrotов и проходов. В гроте Руины Помпеи Кунгурской ледяной пещеры обвальные отложения представляют громадную каменную осыпь, занимающую почти весь пол. Она состоит из хаотически лежащих глыб гипса размером 2—3×1—1,5 метра.

### Водные механические отложения

Они состоят из аллювия пещерных рек, осадков озер и материалов, принесенных в пещеру через трещины, органические трубы, карстовые воронки, колодцы и шахты.

Отложения пещерных рек как современных, так и покинутых потоков, изучались в Чехословакии. В частности, в Моравской карстовой области (Г. А. Максимович, 1959) был произведен гранулометрический анализ песков, алевроитов и вычислены медианные диаметры Md и So (табл. 22).

Таблица 22

Отложения современных и бывших потоков Моравской карстовой области  
(по Р. Буркхардту, 1958)

| Поток, пещера (этаж)                              | Гранулометрический состав,<br>мм |          |       | Md    | So    |
|---------------------------------------------------|----------------------------------|----------|-------|-------|-------|
|                                                   | >0,1                             | 0,1—0,01 | <0,01 |       |       |
| Современные                                       |                                  |          |       |       |       |
| Кржитинский под Выпусетом                         | 58,3                             | 31,0     | 10,7  | 0,135 | 2,196 |
| То же у Котлу                                     | 88,7                             | 6,4      | 4,9   | 0,75  | 2,00  |
| То же у Адамове                                   | 91,6                             | 4,4      | 4,0   | 0,32  | 1,581 |
| Подземный Кржитинский поток<br>в Отевженной скале | 15,0                             | 65,0     | 20,0  | 0,043 | 1,850 |
| Бычья скала, Ендовицкий поток<br>у сифона         | 87,8                             | 10,7     | 1,5   | 0,31  | 1,460 |
| То же в начале «каньона»                          | 17,0                             | 59,8     | 23,2  | 0,058 | 1,610 |
| Р. Пунква на дне пропасти<br>Мацоха               | 88,4                             | 8,2      | 3,4   | 0,27  | 1,374 |

| Поток, пещера (этаж)                                          | Гранулометрический состав,<br>мм |          |        | Md    | So    |
|---------------------------------------------------------------|----------------------------------|----------|--------|-------|-------|
|                                                               | > 0,1                            | 0,1—0,01 | < 0,01 |       |       |
| Былые                                                         |                                  |          |        |       |       |
| Старая Дратеничка пещера(VI)                                  | 42,5                             | 39,4     | 18,1   | 0,085 | 2,006 |
| Зыпустек, низкий проход (VIII)                                | 76,9                             | 12,4     | 10,7   | 0,48  | 2,25  |
| Пещера № 35 (III)                                             | 38,1                             | 52,7     | 9,2    | 0,78  | 1,757 |
| Пещера № 40 К (V)                                             | 72,4                             | 19,0     | 8,6    | 0,52  | 2,94  |
| Пещера № 46 К                                                 | 22,8                             | 62,9     | 14,3   | 0,056 | 1,949 |
| Пещера № 54, базальный песок                                  | 58,3                             | 32,4     | 9,3    | 0,147 | 2,254 |
| Пещера в Пустем Жлебе,<br>базальный алевроит                  | 17,9                             | 62,9     | 19,2   | 0,054 | 2,00  |
| Бычья скала, песок в южном<br>ответвлении                     | 54,8                             | 38,6     | 6,6    | 0,110 | 1,336 |
| Бычья скала, алевроит в<br>занесенном сифоне пещеры<br>Бруины | 1,4                              | 63,3     | 35,3   | 0,014 | —     |
| Бычья скала, песок в 24-м<br>этаже Скального замка            | 95,3                             | 1,6      | 3,1    | 0,550 | 1,684 |

Отложения пещерных озер также недостаточно изучены. Приведем данные гранулометрического анализа глин с берега озера грота Дружба народов Кунгурской ледяной пещеры.

|                 |       |       |       |       |        |         |
|-----------------|-------|-------|-------|-------|--------|---------|
| Размеры частиц, | >0,25 | 0,25— | 0,05— | 0,01— | 0,005— | < 0,001 |
| мм              |       | 0,05  | 0,01  | 0,005 | 0,001  |         |
| %               | 0,6   | 12,7  | 22,2  | 46,5  | 11,1   | 6,9     |

Аллохтонные водные механические, отложения поступают в пещеры через трещины, воронки, органые трубы, колодцы и шахты. Механический анализ таких отложений со стен грота Смелых в Кунгурской ледяной пещере показал следующие результаты:

|                |       |       |       |       |        |         |
|----------------|-------|-------|-------|-------|--------|---------|
| Размер частиц, | >0,25 | 0,25— | 0,05— | 0,01— | 0,005— | < 0,001 |
| мм             |       | 0,05  | 0,01  | 0,005 | 0,001  |         |
| %              | 0,4   | 8,9   | 28,3  | 56,9  | 0,3    | 0,6     |

Преобладают алевролитовые и глинистые частицы.

В Кунгурской пещере аллохтонные механические отложения образуют глинистые осыпи. Во многих пещерах встречаются «земляные» конусы, представляющие собой осыпи под органными трубами.

Глыбово-песчано-глинистые отложения обычно смешанного происхождения. Глыбы образуются в результате обрушения сводов и стен пещер, а песчано-глинистый материал по большей части аллохтонный (рис. 30). Таких осей очень много в Кунгурской ледяной пещере, особенно под органными трубами и трещинами. Например, в гроте Крестовом в 20—25 м от входа имеется глинистая осыпь с обломками и дресвой известняка. Над осыпью в потолке трещина, заполненная льдом. В гроте Коралловый риф

под органной трубой диаметром в 1 м имеется каменная осыпь, покрытая сверху глиной. В органной трубе очень много сильно-выщелоченных обломков известняка.

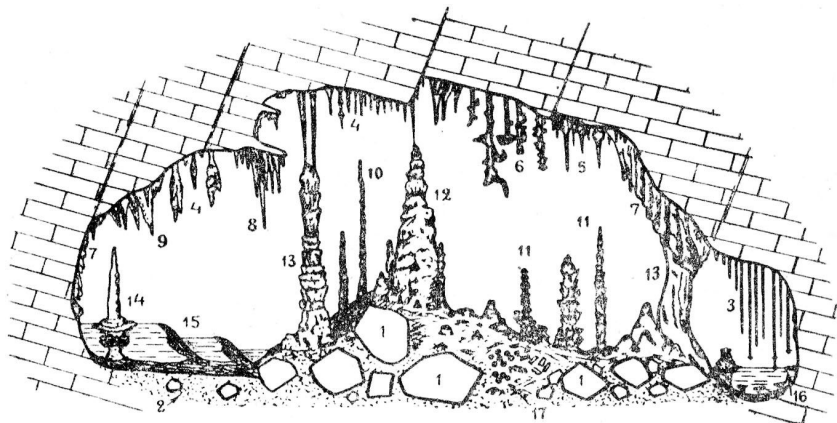


Рис. 30. Обобщенная схема пещерных отложений (составлена К. А. Горбуновой).

1 — глыбы, 2 — песчано-глинистые отложения, 3 — сталактиты-брчки, некоторые с оторочками, 4 — сталактиты с различными утолщениями и разветвлениями, 5 — луковичеобразные сталактиты, 6 — геликтиты, 7 — бахрома и занавеси, 8 — конусообразные сталактиты, 9 — ребристые сталактиты, 10 — сталагмиты-палки, 11 — различные формы сталагмитов, 12 — сложный сталагмит, 13 — столбы и колонны (сталагматы), 14 — сталагмит «подсвечник», 15 — кальцитовые плотинки озера, 16 — озерко с кальцитовыми выростами и обрамлением, 17 — пещерный жемчуг — кальцитовые пизолиты.

## ВОДНЫЕ ХЕМОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Они представлены разнообразными натечными образованиями или капельниками: сталактитами, сталагмитами, сталагматами или колоннами, а также натеками, покрывающими пол и стены гротов и проходов пещер. Последние проходят обычно через стадию пещерного молока или сметаны. Атмосферные осадки и талые снеговые воды, перемещаясь по трещинам в зоне вертикальной нисходящей циркуляции, обогащаются растворимыми веществами карстующихся горных пород. Для гипсов это установлено экспериментами А. М. Кузнецова (1947) и химическими анализами воды, капающей из органных труб и трещин в пещерах (табл. 23). Анализы показывают, что минерализация просачивающихся в пещеру сульфатнокальциевых вод составляет 1,4—2,2 г/л. В наиболее распространенных пещерах в карбонатных отложениях такие анализы производятся реже. Несколько больше химических анализов вод подземных карстовых озер. Они приведены в главе XI в табл. 36.

Таблица 23

Химический состав воды, просачивающейся в пещеры в гипсе (в мг/л)

|                                       | Кунгурская <sup>1</sup>            | Девичья <sup>2</sup>    |           | Сухая <sup>2</sup>      |           |
|---------------------------------------|------------------------------------|-------------------------|-----------|-------------------------|-----------|
|                                       | вода, капающая из органичной трубы | вода, капающая со свода |           | вода, капающая со свода |           |
| Натрий Na                             | 0,6                                | 168,82                  | —         | 43,47                   | 228,31    |
| Калий К                               | следы                              | —                       | —         | —                       | —         |
| Кальций Са                            | 265,4                              | 403,50                  | 509,77    | 469,69                  | 295,58    |
| Магний Mg                             | 34,6                               | —                       | 92,49     | 84,20                   | 72,98     |
| Хлор Cl                               | следы                              | 14,06                   | 7,85      | 4,25                    | 3,10      |
| Сульфат ион SO <sub>4</sub>           | 722,0                              | 1195,0                  | 983,48    | 1374,40                 | 1310,13   |
| Гидрокарбонатный ион HCO <sub>3</sub> | 54,6                               | 133,56                  | 132,11    | 213,85                  | 204,13    |
| SiO <sub>4</sub>                      | 7,8                                | —                       | 23,50     | —                       | —         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>        | —                                  | —                       | 0,83      | —                       | —         |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>        | 1,7                                | —                       | 0,17      | —                       | —         |
| Общая минерализация                   | 1092,7                             | 1914,94                 | 1750,20   | 2198,86                 | 2154,32   |
| Дата                                  | XII — 1934                         | III — 1949              | IX — 1949 | VI — 1949               | VI — 1950 |
| Гидрохимическая фация                 | Сульфатно-кальциевая               |                         |           |                         |           |

## Сталактиты

Просочившиеся через карстующуюся толщу обогащенные карбонатом кальция воды, капающие с потолка карстовых пещер в известняках, попав в новые термодинамические условия подземной известняк

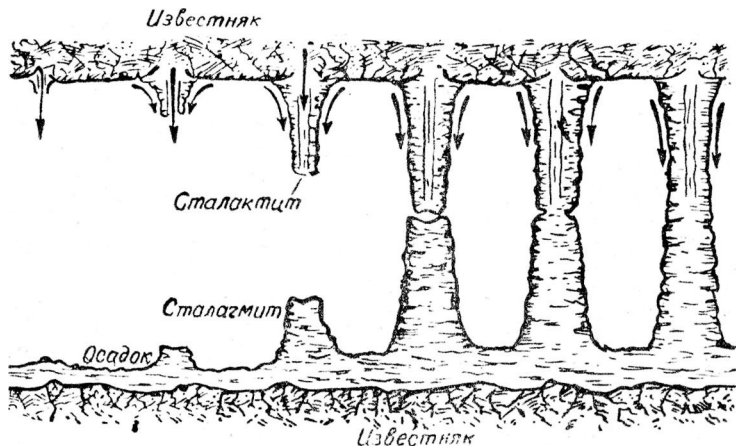


Рис. 31. Схема возникновения колонн (сталагнатов) путем срастания спускающихся сверху сталактитов и нарастающих снизу сталагмитов (по И. В. Мушкетову, 1926).

<sup>1</sup> Г. А. Максимович и Г. Г. Кобяк (1941а).

<sup>2</sup> Анализ любого предоставлен М. С. Кавеевым, У. С. Галиевым и В. А. Любочка.

полости, выделяют в подземную атмосферу пещер часть  $\text{CO}_2$ . Находящийся в каплях раствор становится насыщенным карбонатом кальция, часть которого выделяется на участке трещины, прилегающем к месту падения капли (рис. 31). Так как капля представляет

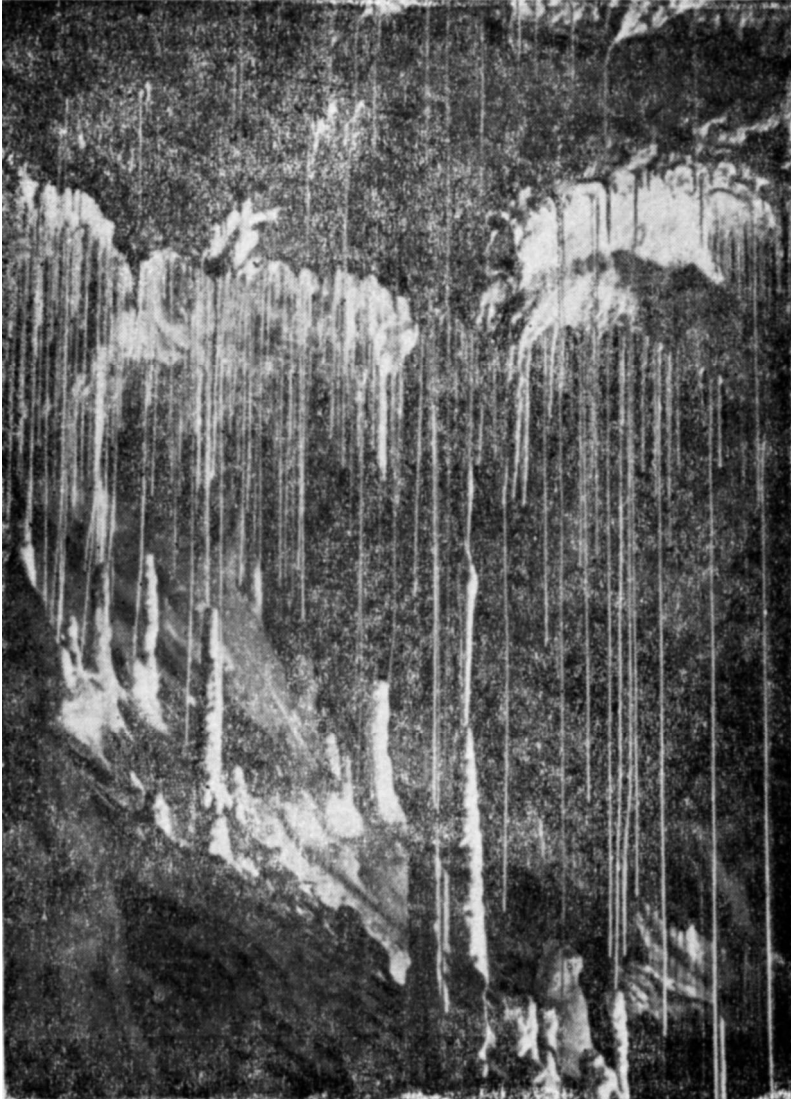


Рис. 32. Сталактиты-трубки (брчки) и сталагмиты в пещере Гомбасек (Чехословакия).

в поперечном сечении круг, то отложение коллоидного карбоната кальция вокруг нее происходит в виде тонкого валика, который, наращиваясь, превращается в цилиндр. Такие трубочки с внутренним диаметром, равным поперечнику капли воды, можно наблюдать в этажах пещер, где еще текут пещерные реки, а в верхней части уже происходит кальцитовая аккумуляция.

Длинные сталактиты-трубочки в Чехословакии называют брчки, что обозначает гусиное перо, которое они действительно напоминают. В Монако их метко именуют макаронами. Мы наблюдали брчки в Южнословацкой пещере Гомбасек, где их длина 2—3 м (рис. 32). Подобные образования длиной 4,5 м есть в пещере Крезус на о. Тасмания.

Сталактиты образуются при определенном значении pH, которое, по данным Я. Кашпара, для пещеры Домица в Южнословацкой карстовой области (Г. А. Максимович, 1959) составляет 7,5. Сталактитовые трубки-нити, привезенные мною из пещеры Гомбасек в той же карстовой области, двух видов. Белые с более тонкими стенками и желтые с более толстыми. Размеры их следующие (в мм):

|                         | Наружн. диаметр | Внутр. диаметр | Толщина стенок |
|-------------------------|-----------------|----------------|----------------|
| Белые сталактиты-трубки | 4—5             | 3—4            | 0,2—0,4        |
| Желтоватые              | 6—8             | 3—4            | 0,5—1          |

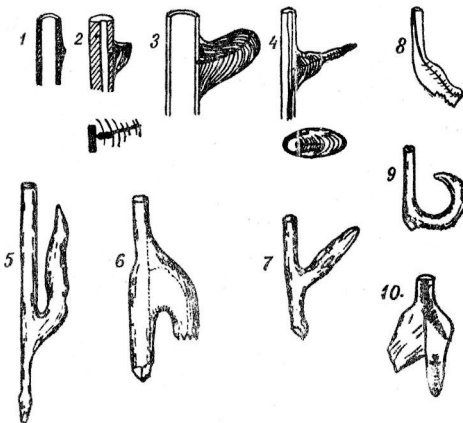


Рис. 33. Различные наросты на трубчатых сталактитах-брчках, отмеченные В. Принцем (по И. Кунскому, 1950). 1 — вода выступает по капиллярному каналу и начинается образование маленького бугорка. 2—3 — дальнейшее увеличение нароста. 4 — уменьшение нароста растворением. 5—6 — Наросты вследствие закупоривания канала, часто с кристаллами кальцита в конце (5) или нижней части (8, 9). 10 — раздвоенный нарост влево из кристаллов, а вправо — слоистый.

Первые наиболее молодые образования очень тонки и хрупки. В изломе обладают блеском кальцита, на некоторых местах наблюдается утолщение. Желтые нити, окрашенные окислами железа, обладают более толстыми стенками и также показывают в изломе кристаллическое строение. По данным И. Кунского (1950), один метр таких сталактитовых трубок весит всего 30—40 г, а наиболее тонких даже 25 граммов.

Сталактитовые трубки в некоторых пещерах осложняются различными наростами (рис. 33). Возникают они из капиллярного

отверстия в стенке трубчатого сталактита — брчки, либо в результате закупоривания нижнего отверстия трубки.

На брчках (трубках) бывают всевозможные утолщения. Иногда в чешских пещерах можно наблюдать такую тонкую трубку, на которой имеется эллиптическое утолщение. Вес таких утолщений на конце или в середине сталактита до 3 и 5 кг (рис. 34). Некоторые имеют причудливую форму — это фэйфки (курительные трубки) и другие формы. Фэйфки известны из Деменовских пещер.

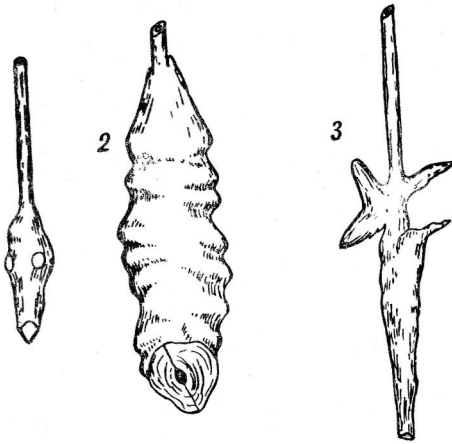


Рис. 34. Утолщения трубчатых сталактитов (по И. Кунскому, 1950).

Возникают они на своде пещеры там, где насыщенная карбонатом кальция вода долго задерживается и не падает. Обычно под ними нет сталагмитов. Начинаются они от капли, которая благодаря выделению карбоната кальция покрывается кристаллической известковой пленкой. Вода проникает между кристаллами кальцита на поверхность этого первичного шарика. Периодическое изменение состава воды в зимний и теплый периоды года обуславливает концентрическое строение возникшей уже довольно большой луковичы. Места, по которым вода проникает на поверхность сталактита, обычно видны под лупой в виде жилок.

Шаровые сталактиты, вследствие вторичного растворения извести, пустотелы. Растворение обычно происходит весной, при поступлении с поверхности вод, не насыщенных карбонатом кальция. Под влиянием скопившихся в шаре агрессивных вод может образоваться отверстие.

При новом медленном просачивании воды под отверстием может возникнуть новый шаровой сталактит. Повторение подобного процесса приводит к образованию сталактита, состоящего из сочетания нескольких луковиц, причем наибольшими размерами

Своеобразны сферические и луковичеобразные или редькообразные сталактиты (рис. 30, 5). Образование сферических сталактитов в пещере Домица Южнословацкой карстовой области изучал Я. Кашпар, а из пещер Греции описал недавно скончавшийся греческий спелеолог Ж. Петрохилос (1955). Эти сферические, а иногда осложненные коническим окончанием внизу образования (луковичеобразная или редькообразная) имеют от 5 до 10 см в поперечнике.



обладает первая основная. Такой сталактит может иметь цилиндрическое окончание (рис. 35).

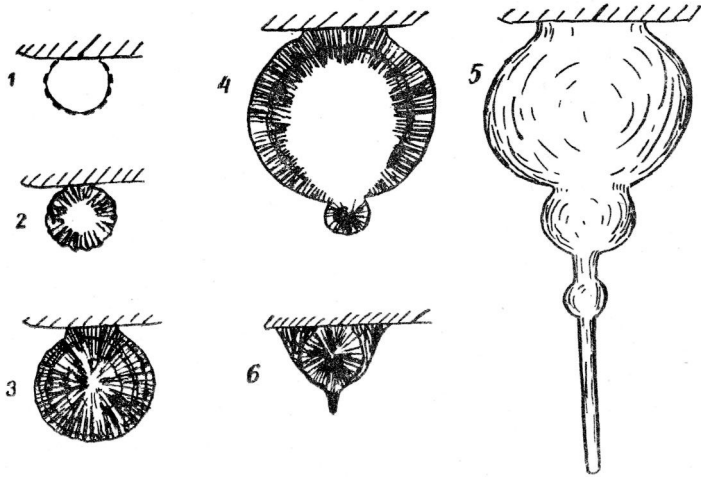


Рис. 35. Сферические, луковичеобразные или редькообразные сталактиты Я. Кашпара (по И. Кунскому, 1950).

1 — образование кристаллов кальцита на поверхности капли, 2—3 — рост сферического сталактита, 4 — растворение сталактита внутри, образование внизу отверстия и второго меньшего сферического сталактита, 5 — сложный с бржкой, 6 — сферический обволакиваемый снаружи.

Просвечивающие сталактиты по А. А. Круберу (1915) это нежные прозрачные образования, напоминающие собой мочки корней или стебли растений, цветы в виде колокольчиков, своеобразные подвески или отложения инея. Формы, напоминающие цветок, называют антодитами (от греческого антос — цветок). Они имеют всевозможные направления — то свешиваются вертикально вниз, то вытягиваются в горизонтальном направлении, то направлены даже под углом вверх. Такого рода образование

А. А. Крубер наблюдал в Рудольфовом гроте близ Триеста, причем потолок пещеры, покрытый как бы блестящим инеем, при освещении магнием представлял поразительное зрелище.

Особенно славятся этими образованиями пещеры Бельгии. Такого рода сталактиты имеются также в гротах острова Мальорки, в особенности в гроте Аль Гам. Вследствие хрупкости и нежности этих подвесков их очень трудно добыть в полной сохранности.

В. Принц, посвятивший особую работу процессу кристаллизации в пещерах, различает среди этих подвесков, во-первых, «ерготс» — кристаллические отростки, отходящие в сторону от сталактитовой трубочки, и «крошетс» — такие образования, которые отделяются непосредственно от стенок пещеры. Научное значение антодитов

заключается в том, что они проливают свет на законы кристаллизации. При образовании этих подвесков силы кристаллизации как бы преобладают над силами тяжести, которые доминируют при обычном способе возникновения сталактитов.

Геликтитами называют спиральные кривые волокнообразные наросты на сталактитах и сталактитовые волокна на потолке и стенах пещер. Они имеются, в частности, в пещере Большой геликтитовый каньон (штат Теннесси). Это одна из разновидностей эксцентрических образований.

Внутренние утолщения также бывают у сталактитов (рис.36).

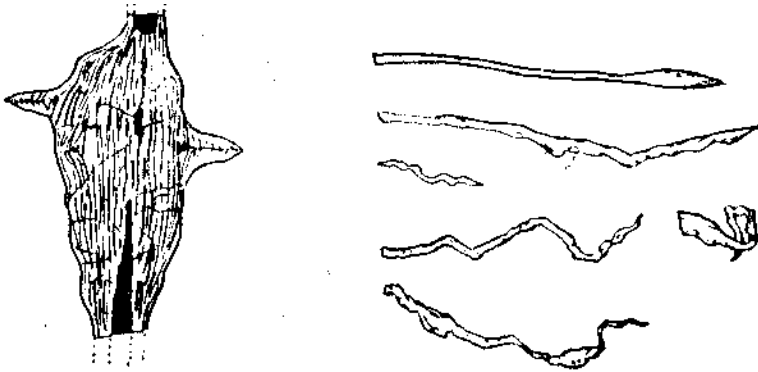


Рис. 36. Поверхностное и внутреннее утолщения сталактита и сталактитовые волокна (по И. Кунскому, 1950). Слева сталактит с утолщениями. Справа сталактитовые волокна.

Сталактитовые волокна возникают над очень тонкими отверстиями известняковых стен и потолка пещер. Это очень тонкие просвечивающие волокна, капиллярные каналы которых имеют поперечник 0,005 мм. Длина их несколько сантиметров, но не более 15 см. Выступы и разветвления у них большей частью не образуются.

Бахрома и занавеси, свисающие с потолка и наклонных стен, возникают из воды, которая просачивается из длинной трещины или щели или стекает вдоль выступа известняка. Некоторые небольшие бахромы и занавеси прозрачны и состоят из кристаллического кальцита. На нижнем конце Занавеси имеют свисающие сталактиты. При периодическом отложении окрашивающих примесей бахромы и занавеси иногда имеют зональную структуру (рис. 30, 7).

Щиты и барабаны описаны в пещерах Южнословацкой карстовой области и, в частности, в Домице. Щиты — это круглые пластины, кальцита диаметром до 1 м. Малые щиты называют

тарелками. Барабаны отличаются от щитов наличием на нижней поверхности трубчатых сталактитов, часто сливающихся верхними частями. Иногда при сливании образуется один большой сталактит. Тогда это уже барабаны. Щиты и барабаны возникают несколькими путями. Иногда они образуются на потолке, натянутом не очень толстым слоем разложившегося известняка. Просачивающаяся с потолка по трещинам вода расплывается в этом слое кругообразно. После частичного затвердевания слой разложившегося известняка превращается в щит. Р. Кеттнер, изучавший эти интересные натечные образования, предполагает, что другой из способов возникновения их — это натечные покровы и коры на глине на полу пещеры. Впоследствии глина была вынесена из пещеры потоками, а бывшие на ней щиты повисли, в воздухе. Автору удалось наблюдать такие образования в пещере Домица. Глина, на поверхности которой они возникли, была вынесена пещерной рекой.

Форма сталактитов весьма разнообразна. Некоторые разновидности, установленные в различных пещерах, изображены на обобщенной схеме (рис. 30, 3—9). Это ребристые, конусообразные и другие формы. Конусообразные сталактиты также раз нообразны и наиболее обычны (рис. 37). Размер их

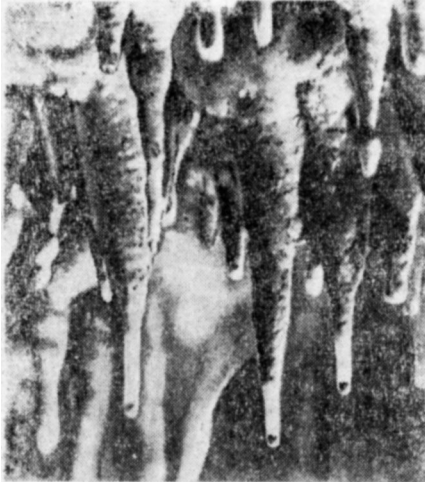


Рис. 37. Сталактиты, оканчивающиеся тонкими известковыми трубочками. На концах трубочек видны капли воды (по В. Стеглику и И. Кунскому).

бывает значительным. Возникают они чаще всего при закупоривании канала сталактита и поступлении материала по поверхности. Длина и размер поперечника зависят от условий поступления карбоната кальция и расстояния от потолка до пола пещеры. На рис. 38 и 39 показаны сталактиты из Наклонной пещеры в Пермской области.

Имеются в пещерах и аномолиты — сталактиты или сталагмиты, отклоненные от вертикали односторонним испарением воды, сопровождающимся нарастанием карбоната кальция. Оно вызвано постоянным движением

воздуха в одном направлении.

Строение сталактитов изучали В. Принц (1908), А. Н. Чураков (1911), Н. М. Шерстюков (1940), Н. П. Чирвинский (1956) и другие. Форма кристаллов кальцита в сталактитах и других капельниках разнообразна: таблитчатая, призматическая и другая.

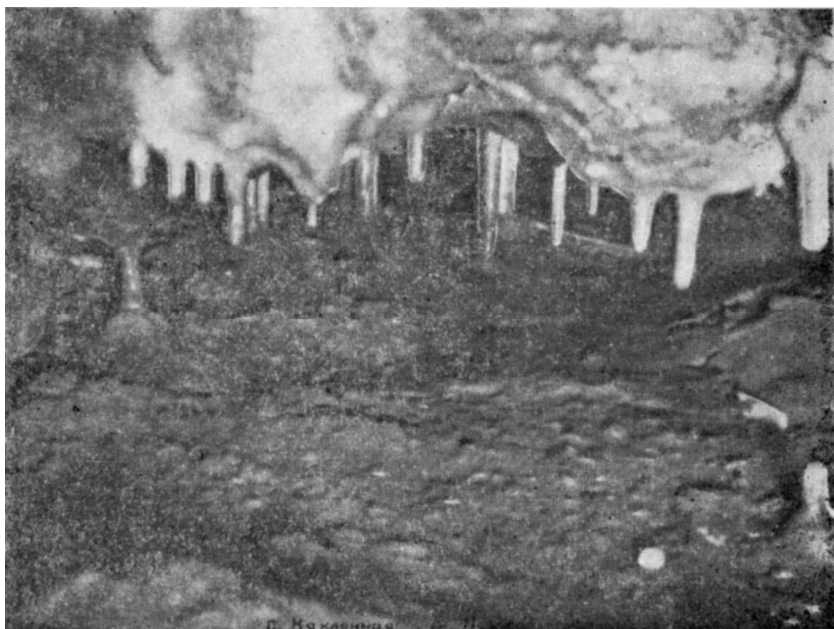
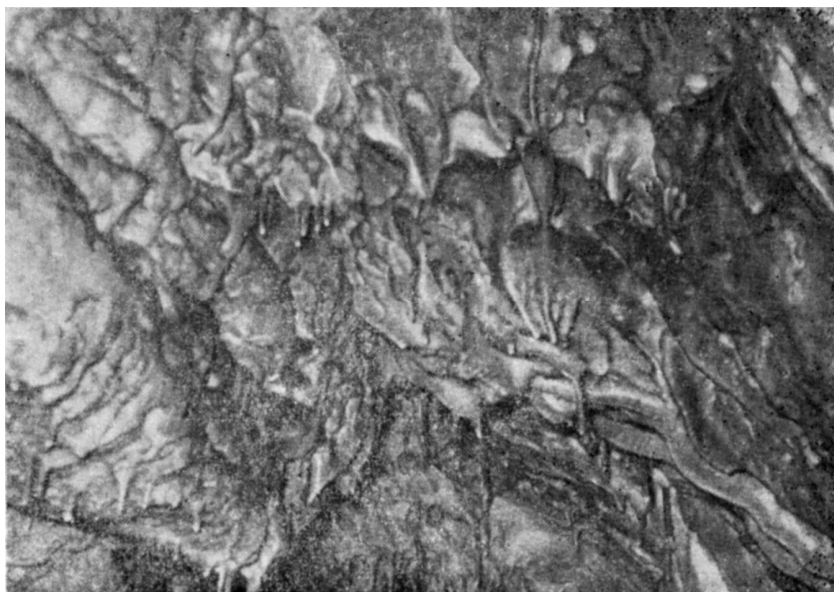


Рис. 38, 39. Сталактиты Наклонной пещеры в Пермской области  
(фото В. С. Васюкова).

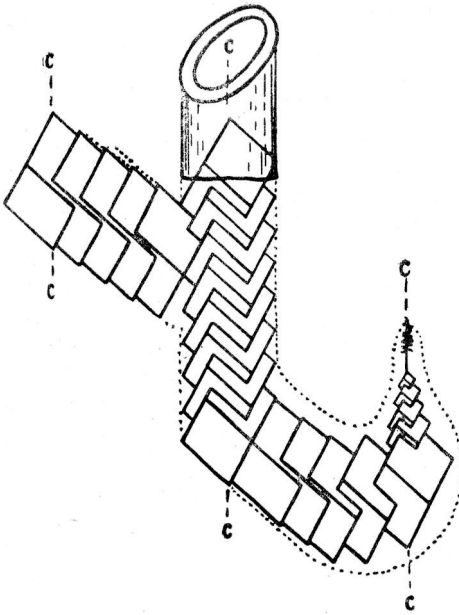


Рис. 40 Ориентировка кристаллов сталактитов (по И. Кунскому, 1950)

Кристаллы закономерно ориентированы относительно оси капельника (рис. 40).

Н. М. Шерстюков (1940) дает следующее описание двух сталактитов из Кизеловского карстового района.

Сталактит большой с левого берега р. Косьвы. Состав его в %:  $\text{CaCO}_3$  — 99,07,  $\text{MgCO}_3$  — следы,  $\text{R}_2\text{O}_3$  — 0,16,  $\text{FeCO}_3$  — 0,12,  $\text{SiO}_2$  — 0,51 %. Влага отсутствует.  $\text{CO}_2$  — 43,58, потеря при прокаливании 43,65 %.

В продольном разрезе под микроскопом сталактит имеет кристаллобластическую структуру и полосчатое сложение, причем полосчатость идет вкрест простирания кристаллов, часто пересекая их.

Полосчатость обуславливается изменением в растворе количества примесей во время роста сталактита.

Кальцит в шлифе образует длинные зерна веретенообразной формы, размером около 0,3 мм в сечении и 3—4 мм в длину. Промежутки между этими зернами заполнены мелкозернистым кальцитом неправильных очертаний, редко достигающим 0,03 мм в диаметре.

В очень редких и мелких зернах, не превышающих 0,02 мм в диаметре, в промежутках между зернами кальцита как механическая примесь встречается кварц. Неправильные зерна кварца имеют сильно зазубренные контуры.

Примеси в виде железистого и глинистого пелитового материала играют подчиненную роль. Они располагаются в шлифе в виде тонких параллельных прослоек соответствующих фазам нарастания сталактита, и обуславливают полосчатое строение сталактита в шлифе. В поперечном разрезе под микроскопом кальцит образует веретенообразные зерна, расположенные перпендикулярно к зонам нарастания сталактита. Размер зерен от 0,1×1,0 до 0,8×4,0 мм. Размер мелких неправильной формы зерен кальцита — 0,05 мм. Последние заполняют промежутки между зернами веретенообразной формы. Иногда образуют тонкие прослойки. Кварц встречается в виде тонких зерен неправильной формы. Диаметр зерен

его около 0,03 мм. В шлифе кварц встречается очень редко. Глинисто-железистый материал, пигментируя породу, образует полосчатость с хорошо заметным концентрическим сложением, соответствующим фазам роста сталактита.

Количественный состав минералов в шлифе: кальцита — 95 %, кварца ~ 0,2 %, примесей ~ 4,8 %.

Сталактит маленький с левого берега р. Косвы у хутора Кременного обладал, в общем, таким же строением.

В продольном разрезе под микроскопом он имеет тонкозернистую и шламовую структуру и сложен кальцитом и аморфным материалом. Кальцит образует неправильной формы зерна, разбитые трещинками спайности, и с сильно зазубренными контурами. Диаметр зерен от 0,1 до 1,5 миллиметра.

При сильном увеличении отдельные зерна кальцита обнаруживают тонкокристаллическое зернистое строение. В этом случае в них наблюдается большое количество аморфного, слабопросвечивающего и глинисто-известкового материала, составляющего также основную массу породы в шлифе. Эти аморфные участки надо считать остатками не перекристаллизованного первичного карбоната кальция, загрязненного глинистым пелитовым материалом. Иногда участки кристаллически-зернистого карбоната закономерно чередуются с участками аморфного материала. Это зоны нарастания сталактита, обладающие полосчатым сложением.

Количественный состав минералов в шлифе таков: кальцита (кристаллических зерен) ~ 35 %, аморфного материала — 65 %.

В поперечном разрезе под микроскопом сталактит имеет замкнутую роговидную форму и сложен кальцитом, представляющим собой длинно-веретенообразные зерна. Зерна кальцита располагаются нормально, образуя параллельно-зернистое строение сталактита. Величина зерен от 0,1×0,5 до 0,2—0,3×3 мм. Они являются продуктом перекристаллизации первичного аморфного карбоната, сохранившегося в виде неправильных, слабо просвечивающих в поляризованном свете участков.

В шлифе сталактит пигментирован железисто-глинистым материалом, располагающимся послойно в виде колец нарастания. Центральная часть сталактита сложена более крупными зернами карбоната кальция размером от 0,3 до 3,0 мм, имеющими неправильные зазубренные контуры. В их расположении не наблюдается правильной ориентировки. Это, по-видимому, заполненный центральный канал трубки.

Количественный состав минералов в шлифе таков: кальцита ~ 70 %, аморфного карбоната в присутствии железисто-глинистого материала — 25 %.

Химический состав сталактитов, к сожалению, изучается довольно редко. В доступной нам литературе оказалось

всего 9 химических анализов, причем два из них (табл. 24, 5, 6) относятся к сталактитам, образовавшимся на древней стене.

Приведенные анализы показывают, что для пещер в известняках содержание кальцита в сталактитах составляет 91—99,07 %,  $\text{MgCO}_3$  — 0,29—2,24 %, а для пропасти в доломитах — соответственно 81 и 9,11 %. Из других компонентов можно указать  $\text{SiH}_2$ , полуторные окислы (табл. 24).

Таблица 24

**Химический и минералогический состав сталактитов**

| Состав, в %                    | 1      | 2          | 3          | 4          | 5          | 6          | 7          | 8          | 9          |
|--------------------------------|--------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|
| <b>Химический:</b>             |        |            |            |            |            |            |            |            |            |
| CaO                            | 56,28  | 54,67      | 54,10      | 55,47      | 51,83      | 53,42      | 50,96      | 52,64      | 15,34      |
| MgO                            | 0,17   | 1,09       | 0,14       | следы      | 0,57       | 0,18       | 1,4        | 1,59       | 4,34       |
| SiO <sub>2</sub>               | нет    | 1,22       | —          | 0,51       | 2,25       | —          | 0,91       | 0,92       | 0,92       |
| FeO                            | нет    | 0,85       | —          | 0,07       | —          | нет        | 0,06       | 0,09       | следы      |
| NiO                            | 0,10   | не<br>опр. | не<br>опр. | не<br>опр. | не<br>опр. | не<br>опр. | не<br>опр. | не<br>опр. | не<br>опр. |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | следы  | 0,60       | 0,19       | 0,16       | 0,46       | следы      | —          | —          | —          |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | нет    | 0,66       | 0,07       | 0,16       | 0,46       | следы      | —          | —          | —          |
| CO <sub>2</sub>                | 42,00  | 41,55      | 42,47      | 43,58      | 44,27      | 43,74      | 41,76      | 43,12      | 40,43      |
| SO <sub>3</sub>                | 1,93   | не<br>опр. | —          | —          | —          | —          | —          | —          | —          |
| Сумма                          | 100,48 | 100,64     | 96,97      | 99,79      | 99,38      | 99,34      | 94,69      | 98,36      | 91,03      |
| <b>Минералогический:</b>       |        |            |            |            |            |            |            |            |            |
| CaCO <sub>3</sub>              | 98,07  | 94,53      | 96,60      | 99,07      | 94,47      | 98,96      | 91,00      | 94,00      | 81,00      |
| MgCO <sub>3</sub>              | 0,38   | 2,24       | 0,29       | следы      | 1,00       | 0,38       | 3,10       | 3,35       | 9,11       |
| FeCO <sub>3</sub>              | нет    | 1,36       | —          | 0,12       | —          | —          | 0,10       | 0,15       | следы      |
| R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | следы  | 1,26       | 0,26       | 0,16       | 0,46       | следы      | —          | —          | —          |
| SiO <sub>2</sub>               | —      | 1,22       | —          | 0,51       | 2,25       | —          | 0,91       | 0,92       | 0,92       |
| H <sub>2</sub> O               | —      | —          | 0,20       | —          | —          | —          | —          | —          | —          |
| Органическое<br>вещество       | —      | —          | 2,44       | 0,07       | —          | —          | —          | —          | —          |
| Нерастворимый<br>остаток в HCl | —      | —          | 0,28       | —          | —          | 0,36       | —          | —          | —          |
| Сумма                          | 98,45  | 100,61     | 100,07     | 99,93      | 98,18      | 99,70      | 95,11      | 98,42      | 91,03      |

1. Н. М. Лебедев и В. И. Степанов (1955). Сталактит из карстовых пустот в известняке, С<sub>2</sub>, мячковский горизонт, карьер в Подольске (Московская область). Аналитик А. П. Попов, ВИМС. Спектральный анализ показал средние линии стронция, слабые линии кремния, железа, марганца, натрия, циркония, гафния, иттрия, иттербия, цинка и следы линий титана, меди, висмута.

2. С. П. Ермаков (1957). Сталактиты из Пашийской пещеры в известняках (Пермская область), грот Чудес. Лаборатория Пашийского цементного завода.

3. Н. П. Чирвинский (1956). Сталактит из пещеры в визейских и вестниках (визей) в Губахинском районе Пермской области. Аналитик В. В. Нужин.

4. Н. М. Шерстюков (1940). Большой сталактит, Губахинский район левый берег р. Косью. В водном растворе реакция на хлор дала положительные результат, а на ионы калия, натрия, лития и сульфатный — отрицательный.

5, 6. А. Н. Чураков (1911). Сталактиты, образовавшиеся на древней стене за счет цемента, скрепляющего камни из серого гнейса.

7. Ж. Махе (1911). Сталактит из грота Эль Хам около Порто Крист (Балеары) нормальный, следы лития и бария.

8. Ж. Махе. (1912). Сталактит из этого же грота эксцентричный, следы лития и бария.

9. Ф. Тромб (1952). Сталактит, пропасть Банью в доломитах, департамент Лозер, Франция.

Отложения на стенах пещер разнообразны. Наросты могут иметь ветвистую, жилковатую и другие формы. Кусты, образованные друзами кристаллов или кристаллическими волокнами, напоминающие цветы, называются антодитами. Недавно крупные антодиты обнаружены в Крейхедской пещере близ Суитуотера (Техас, США). Это тонкие трубочки кальцита длиной от 2,5 до 12,5 сантиметра.

Зарубежные спелеологи, и в частности Г. В. Франке (1956, 1959), делают попытки подойти аналитически к изучению пещерных натечных образований. В частности, в последней работе он предлагает для высоты натечных образований формулу:

$$h = a \cdot e^{-br^{2n}} \quad (1)$$

где:  $a$  — высота в нульпункте,  $r = 0$ ,  
 $b$  — мера средней толщины натечного образования,  
 $n$  — характеризует подъем стены (ванднайгунг) или разницу между потолком (большое  $n$ ) и конусом (малое  $r$ ).

Так как « $r$ » и « $n$ » при постоянных климатических и геологических условиях остаются постоянными, « $a$ » представляет функцию времени.

Дифференцируя формулу (1), Г. В. Франке получает

$$\frac{dh}{dr} = -2nbr^{2n-1}h \quad (2)$$

Практическое значение подобных математических упражнений невелико.

### Сталагмиты

На полу пещер образуются сталагмиты, или, по М. В. Ломоносову, капь нижняя (рис. 30, 31). Возникают они как под сталактитами, так и там, где их нет. Падающая с потолка или выступов стен вода выдалбливает в отложениях пола пещер небольшую ямку,



часто конической формы (рис. 41). Эти углубления чехи называют эгуттационными. В данных ямках глубиной до 15 см. благодаря выделению карбоната кальция вначале могут образоваться кальцитовые оолиты или пизолиты. Дальнейшее накопление кальцита приводит к заполнению ямки, образуется корень сталагмита.

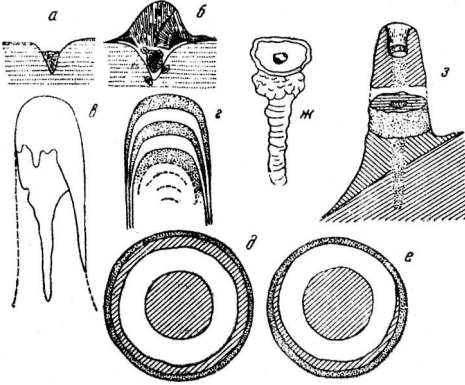


Рис. 41. Сталагмиты: а — эгуттационная ямка с пещерным жемчугом, б — начало образования сталагмита путем цементации пещерного жемчуга и возникновения бугорка, в — неправильное развитие наслоения на сталагмите, г — вертикальный разрез сталагмита, д — согласные кольцевые полосы в поперечном разрезе сталагмита, образующиеся при правильном росте, е — несогласные полосы при растворении некоторых слоев, ж — сталагмит на дне озера, обрастающий «воротниками» при колебании уровня воды, з — схема «грязевого» сталагмита. Центральный стержень проникает в илистые наносы основания сталагмита (по Н. И. Кригеру, 1955).

это от неравномерного стекания воды по поверхности сталагмита и, как следствие, неравномерности отложения карбоната кальция.

Вода, которая капает на верхушку сталагмита, не растекается по нему равномерно. Поэтому на некоторых местах кальцит осаждается больше, а в другие раствор иногда совсем не попадает. По этой причине в поперечном разрезе сталагмитов не чередуются равномерно узкие круги с узкими и широкими с широкими, но всегда только светлые с темными (окрашенными).

Толщина отдельных слоев неравномерна. В центре разреза сталагмита слоистость не всегда заметна, так как выступающие части этих слоев не достигают поверхности. В продольном разрезе сталагмита поверхности слоев находятся в центре почти в горизонтальном

По данным Ф. Витасека (1951), в поперечном разрезе сталагмита наблюдается очень много тонких концентрически расположенных слоев. Более светлые (белые) слои чередуются с окрашенными (коричневыми) слоями толщиной менее 0,02, но чаще 0,05, 0,07 мм. Имеются и более толстые слои, в особенности темные (окрашенные). При более сильном увеличении установлено, что темные слои состоят из многих белых и коричневых слоев, которые равномерно чередуются между собой и настолько тонки, что толщину их не удалось измерить. Наблюдается закономерное чередование белых и коричневых слоев. Иногда образуются более широкие слои, в особенности, коричневые. Происходит

положении, а к краям сталагмита резко наклоняются и падают вниз. Только в поперечном разрезе видно строение сталагмита. Тонкие слои расположены рядом, ясно ограничены и, следовательно, возникли при постоянном и периодическом нарастании кристаллов из насыщенного раствора, который падал с потолка пещеры на верхушку сталагмита.

Белые слои отличаются более совершенной кристаллизацией. Иголочки кальцита расположены перпендикулярно к поверхностям слоев. В коричневых слоях кристаллизации препятствовало наличие коллоидного гидрата окиси железа.

Образцы сталагмитов, изученные Ф. Витасеком, были взяты из Деменовских пещер, расположенных на глубине около 200 м. Поверхность земли над пещерами покрыта смешанным лесом и кустарником. Пещеры находятся в 20 м над уровнем подземной р. Лучанки, в мощной толще гуттенштейнских известняков и доломитов среднего и верхнего триаса. В пещере в 1938 г. был установлен комбинированный термо-гидробарограф, который действовал непрерывно в течение 10 месяцев. За этот период температура и влажность воздуха не менялись, и только кривая давления давала небольшие колебания. Температура воздуха в пещере достигает  $7^{\circ}$  и превышает среднегодовую температуру наружного воздуха. Дневные и годовичные колебания температуры и влажности атмосферы не влияют на климат пещеры.

По наблюдениям, над пещерой, на высоте 900 м над уровнем моря в течение 120 дней в году температура держалась ниже  $0^{\circ}$ , 129 дней — выше  $10^{\circ}$ . В течение года имеется два примерно одинаковых периода: первый, с непрерывным снеговым покровом, отвечает в общих чертах вегетативному покою, второй — теплый период. В это время в пещеры проникает вода после теплых летних дождей.

Эти два различных вида вод вследствие разной температуры и, вероятно, различной степени кислотности имеют неодинаковую способность растворять органические и неорганические вещества, которые приносятся с водой в пещеры и дают начало различным пещерным образованиям.

Поступающие с поверхности воды накапливаются в массивных известняках над потолком пещеры и в течение года равномерно питают натечные образования. В тех местах, куда поступают и в большом количестве ненасыщенные карбонатом кальция поверхностные воды, натечные образования растворяются.

В местах, откуда были взяты образцы сталагмитов, количество просачивающейся воды в течение года почти не менялось, было почти одинаковым и в период дождей, и в сухое время.

Анализ этих вод показал, что теплые летние воды, которые просачиваются через потолок пещеры, содержат гораздо больше трехвалентных гидроокисей металлов, чем воды зимнего периода. Существенной

составной частью трехвалентных металлов являются цветные окиси железа и марганца. Различная окраска слоев сталагмитов вызвана разницей в составе воды в разное время года. Анализ натечных образований Деменовских пещер показывает, что коричневые слои содержат и больше органических соединений.

Анализ натечных образований из Яворжичко (Моравия), произведенный Я. Кокта, показал, что желтые слои содержат не только коллоидный гидрат окиси железа, но и большое количество органических остатков. Это остатки растительных тканей (вероятно водоросли) и многочисленные споры. Они приносятся в пещеры водами в период вегетации.

Произведенные независимо друг от друга два анализа в Словакии и Моравии приводят к одному и тому же выводу. Сталагмитовые слои следует считать полугодовыми. Белые слои возникали в зимний период, коричневые — в летний.

Каждые два слоя — белый и коричневый — следует считать годичным образованием. Количество слоев в поперечном разрезе сталагмита указывает на возраст сталагмита. Эти геохронологические изменения можно использовать для определения времени образования пещер, возраста и других геологических явлений. Подсчет слоев следует производить в нижней части сталагмита, а не близ верхушки, где обнаруживаются только позднейшие наслоения. Равномерное нарастание слоев без дисгармонических перерывов указывает, что в условиях роста сталагмита не было изменений. Он равномерно и непрерывно питался инфильтрированной водой. Можно также определять кратковременные климатические периоды, аналогично тому, как это делается на поперечных разрезах американских секвой.

В продольном разрезе сталагмиты представляют как бы серию колпачков, насаженных друг на друга (рис. 27, г).

Размеры сталагмитов различны. В Чехословакии диаметр их достигает 0,5 м при высоте в несколько метров. Возраст их, по Ф. Витасеку, определяется (10 см радиуса = 500 лет) в 1250 лет. Возраст сталагмита из Кизеловской пещеры, имеющего 68 см в поперечнике, оказался 2500 лет. Есть сталагмиты, возраст которых, определенный по полугодовым кольцам, достигает 600 тысяч лет. Возраст громадного сталагмита в Карлсбадской пещере в США, имеющего высоту 18,9 м и поперечник 4,9 м, определяется в 60 млн. лет, что возможно преувеличено.

Высота сталагмитов также изменяется в широких пределах — от едва заметных бугорков и конусов в несколько сантиметров до 30 метров.

Разнообразна и форма сталагмитов (рис. 30, 10—14). Тарельчатые расширенные сталагмиты могут возникнуть при разбрызгивании воды, падающей с большой высоты, при изменении места падения капель, вследствие ветров в пещерах или смене места скапывания.

Могут быть и другие причины. При затоплении сталагмита во временных озерах образуются оторочки вокруг него. О них будет сказано в главе VIII в разделе «Кальцитовые образования в пещерных озерах». В зависимости от формы сталагмиты имеют разные названия: палки, коралиты, напоминающие кораллы, жемчужные и многие другие. В некоторых пещерах своеобразные сталагмиты называют: Мумия, Индийская пагода и т. д.

Родниковые сталагмиты (или перевернутые сталактиты) разнообразны. Наиболее своеобразны гейзеровые капельники Збрашовской арагонитовой пещеры, которые, нам удалось видеть в Чехословакии. Они образованы в месте выхода теплых углекислых вод на полу пещеры и представляют кратеры и конусы высотой от 0,1 до 2,5 метра.

Скорость роста сталактитов и сталагмитов, возникающих, по Ф. В. Чухрову (1955), путем кристаллизационного отложения вещества, зависит от влажности воздуха в пещере и его циркуляции, от скорости притока растворов, концентрации растворенных веществ и температуры. По Л. Фишеру (1934), средний рост известковых сталактитов составляет от 17 до 35 см в год.

По А. А. Крубелю (1915), быстрота прироста сталактитов или сталагмитов весьма различна. Так, в пещере Инглеборнг в Англии годовой прирост сталагмита был определен в 7,46 мм, прирост сталактитов в гротах Моравии в течение 10 лет — 7,66 мм и 6,53 мм, в пещере Смут — 3 мм в 2 года. В пещере Даржилян (Лозер) Э. А. Мартель не заметил никакого прироста сталактитов в течение двух лет. Для образования сталагмита «Астрономической башни» высотой в 20 м в Аггтелеке потребовалось, судя по вычислениям, от 1 100 до 40 000 лет, а на образование большого сталагмита в 30 м высоты в пропасти Арманд (Лозер) потребовалось, по вычислениям, 150 000—300 000 лет. В искусственных сооружениях, например, в тоннелях, под железнодорожными мостами, наблюдался быстрый рост сталактитов — несколько сантиметров в течение немногих лет.

Сталагнаты, или колонны, образуются от слияния сталактитов и сталагмитов (рис. 30, 31, 42). Недавно А. Бартш (1958) обнаружил в пещере Скала-Минута (Салерно, Италия) в первом гроте колонны причудливой формы.

Преобладающие натечные формы в разных пещерах различны. В Испании, по Х. Монториоль-Поус и Х. Т. Касахуана, преобладают пещеры с примерно одинаковым развитием сталактитов и сталагмитов, нередко с колоннами. Эта группа наиболее многочисленна. Примером может служить пещера Драч на о. Мальорка (Балеарские острова). Вторую группу составляют пещеры с преобладанием или исключительным развитием сталактитов. Наконец, третья группа характеризуется преобладанием или исключительным развитием сталагмитов.

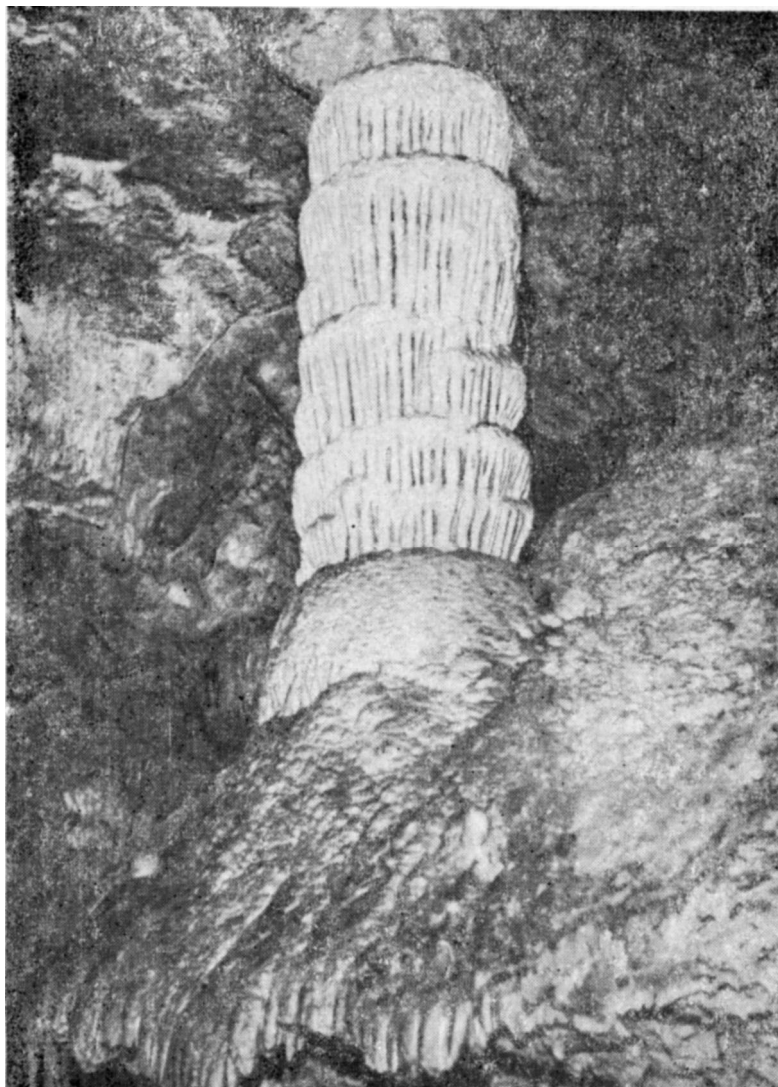


Рис. 42. Колонна в Беланской пещере (Чехословакия).

### **Известковое тесто, каменное молоко**

В пещерах часто наблюдается также известковое тесто, или каменное молоко, т. е. отложения, настолько пропитанные водой, что они не затвердевают вполне. В немецкой литературе это образование

называют мондмилх. Обыкновенно оно покрывает своды и стенки пещер, в которых вода выступает из многочисленных узких трещин, так что весь потолок мокрый, а испарение сравнительно невелико (А. А. Крубер, 1915).

В Пермской области известковое тесто имеется в Кизеловской пещере.

В венгерской пещере Аггтелек известковое тесто было изучено микроскопически, микрохимически и сняты рентгенограммы.

Известковое тесто находится на участках пещеры, где подземная атмосфера отличается высокой влажностью и имеется много воды. При высыхании оно образует пылеватую субстанцию. Под микроскопом это тесто состоит из сгустков мозаичных агрегатов зерен кальцита, имеющих поперечник, измеряемый микронами.

Рентгенограмма показала очень сильные линии кальцита (табл. 25). Микрохимический количественный анализ показал,

Таблица 25

**Рентгенограмма пробы известкового теста из пещеры Аггтелек,  
отобранной 7 ноября 1958 г.  
(по К. И. Штрокаи, 1959)**

|                |       |       | Кальцит     | Монетит     | Брушит      | Гипс        |
|----------------|-------|-------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| 1 <sup>1</sup> | Линии | MPP   | MPP (И)     | MPP (И)     | MPP (И)     | MPP (И)     |
| 1              | С     | 7,61  |             |             | 7,60 (67)   | 7,56 (100)  |
| 2              | ООСЛ  | 6,50  |             | 6,70 (8)    |             |             |
| 3              | ОС    | 4,28  |             |             | 4,28 (100)  | 4,27 (51)   |
| 4              | СРС   | 3,85  | 3,86 (12)   |             |             |             |
| 5              | СРС   | 3,35  |             | 3,35 (100)  |             |             |
| 6              | ООС   | 3,034 | 3,035 (100) | (2,95 [75]) | 3,04 (67)   | 3,06 (57)   |
| 7              | СЛ    | 2,872 |             |             |             | 2,870 (27)  |
| 8              | СЛ    | 2,687 |             |             |             | 2,687 (28)  |
| 9              | ООСЛ  | 2,581 |             |             |             | 2,586 (4)   |
| 10             | С     | 2,491 | 2,495 (14)  | 2,50 (15)   |             |             |
| 11             | СРС   | 2,280 | 2,285 (18)  |             |             |             |
| 12             | ООСЛ  | 2,219 |             |             |             | 2,216 (6)   |
| 13             | О     | 2,096 | 2,095 (18)  |             | 2,08 (13)   | (2,08 [10]) |
| 14             | С     | 1,921 | 1,927 (5)   | 1,91 (13)   |             |             |
| 15             | С     | 1,878 | 1,875 (17)  |             | 1,87 (20)   | 1,879(10)   |
| 16             | ОСП   | 1,818 |             |             | 1,81 (27)   | 1,812 (10)  |
| 17             | ОСЛ   | 1,785 |             | 1,79 (10)   |             | 1,778 (10)  |
| 18             | ОСЛ   | 1,722 |             | 1,72 (25)   | (1,71 [10]) |             |
| 19             | ОСЛ   | 1,673 |             | 1,67 (15)   | (1,66 [7])  | (1,664 [4]) |
| 20             | СРС   | 1,598 | 1,604 (8)   | 1,60 (5)    | 1,60 (7)    | 1,599 (1)   |

Примечание <sup>1</sup> Линии: ООС — очень, очень сильные; ОС — очень сильные; С — сильные; СРС — средней силы; СЛ — слабые; ОСЛ — очень слабые; ООСЛ — очень, очень слабые; МРР — межплоскостные расстояния в решетке, И — относительная интенсивность, где за 100 принята самая-яркая.

что преобладает кальций и в меньшей степени магний. В небольшом количестве имеются фосфаты и в единичных пробах — сульфаты кальция. В первых порошкообразных пробах всегда встречаются линии катыцита и слабые следы брушита, формула которого  $\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ .

В результате комплексного изучения известкового теста пещеры Аггтелек установлено, что оно состоит из кальцита, монетита  $\text{CaHPO}_4$ , брушита  $\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , гипса и органического вещества. Минералогический анализ показал его состав в %:  $\text{CaCO}_3$  — 83,41;  $\text{MgCO}_3$  — 4,68;  $\text{CaSO}_4$  — 2,11;  $\text{CaHPO}_4$  — 0,61,  $\text{SiO}_2$  — 6,60; органическое вещество — 2,59. Установлено наличие люблинита.  $\text{SiO}_2$  находится в линейной зависимости от содержания органического вещества и представляет аморфные гидрогели.

Для Аггтелекской пещеры было также установлено, что известковое тесто образуется не только в результате неорганических процессов, но и жизнедеятельности микроорганизмов.

## ГЛАВА ВОСЬМАЯ

## ОТЛОЖЕНИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ПЕЩЕР

## КАЛЬЦИТОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПЕЩЕРНЫХ ОЗЕР

Пещерные озера отличаются большим разнообразием кальцитовых образований. Это кальцитовые пленки и плотины пещерных озер, выросты из кальцита на дне подземных озер. В пещерных водоемах возникают и некоторые оолиты, пизолиты и конкреции (пещерный жемчуг).

Кальцитовые обрамления. При испарении воды в пещерных озерах происходит выпадение карбоната кальция. Оно начинается обычно с берегов. Образуется кальцитовое обрамление озерных ванночек. Эта первая стадия установлена в Гумской пещере у с. Андреевского близ Сухуми, в пещере Абласкира. В. М. Дэвис (1930) указывает, что эти образования довольно широко распространены в известняковых карстовых пещерах.

Нами они наблюдались в пещерах Чехословакии: Деменовской и других (Г. А. Максимович, 1959). В Деменовской пещере кальцитовые оторочки имеются и на сталагмитах, возвышающихся со дна озер. Фотография такого своеобразного подсвечника (рис. 43) приведена у Н. И. Кригера (1955).

В Деменовской пещере на выступах дна также возникают отложения кальцита часто образующие причудливые

«кружева» (рис. 44). В некоторых пещерах, где происходят колебания уровня воды в озерах иногда можно наблюдать кальцитовое обрамление



Рис. 43. Сталагмит «Подсвечник»  
(И. И. Кригер. 1955).





Рис. 44. Озеро в Розовом гроте Готвальда в Деменовской пещере (Чехословакия). Отложения кальцита на выступах дна — «кружева», кальцитовые оторочки вокруг сталагмитов.

на нескольких уровнях. Кальцитовые оторочки наблюдаются даже на спустившихся к уровню озер сталактитах (рис. 30, 3).

Кальцитовые пленки представляют вторую стадию этого процесса, когда все озеро перекрыто тонкой пленкой. Вначале возникает налет кристалликов кальцита на поверхности небольших озер. Он обнаружен в гипсовых пещерах Южного Гарца. Хотя пещера приурочена к гипсу, из водного раствора выпал кальцит, растворимость которого меньше, чем у гипса. Это показывает, что работы Фатера по кристаллизации кальцита при обыкновенной температуре из водных растворов, когда были получены кристаллики, которые плавали на поверхности воды кристаллизатора за счет силы поверхностного натяжения воды, подтверждены наблюдениями в природной обстановке в пещерах Южного Гарца.

Реже озерные ванночки сплошь покрыты кальцитовой пленкой. Это связано с дальнейшим испарением воды, заполняющей углубление на дне пещеры. Подобное весьма редкое явление обнаружено в Кизеловской пещере в озерке размером  $5 \times 2,5$  м и глубиной от 0,15 до 0,5 метра.

Химический анализ пленки, выполненный Т. Е. Грушко, показал следующий состав (в %):

| CaO   | MgO  | R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MnO  | SO <sub>3</sub> | Нераст. ост. | П. п. п. | Сумма |
|-------|------|-------------------------------|------|-----------------|--------------|----------|-------|
| 54,75 | 0,26 | 0,32                          | 0,20 | 0,13            | 0,32         | 43,80    | 99,78 |

Спектральный анализ (А. М. Шаврин) показал, что темно-коричневый налет на пленке содержит  $Mn > Fe$ , а Mg почти отсутствует. Сама пленка характеризуется наличием  $Ca > Mn > Mg = Fe$ ; имеется Na, малое количество Si и следы Al. В пленке Mn больше, чем в налете. Химический и спектральный анализы говорят, что состав пленки отвечает кальциту с весьма малым содержанием других компонентов.

Микроскопическое изучение кальцитовой пленки показало, что она образовалась в два этапа. Вначале возникли кристаллики кальцита, которые плавали на воде, как в опытах Фатера или в пещерах Южного Гарца. Затем выпали цементирующие кристаллы, и образовалась сплошная пленка, покрывающая водоем. По сообщению Ю. К. Митюнина, подобная пленка была случайно получена в лаборатории в банке с известковой водой, стоявшей долгое время открытой.

Кальцитовая пленка в Кизеловской пещере существовала весьма недолго. 4 июля 1948 г. она имела толщину зернышек около 0,1 мм. Когда же Ю. К. Митюнин и В. М. Армишев 31 июля, т. е. 27 дней спустя, вновь посетили пещеру, плёнки не оказалось. Просочившиеся с поверхности воды, уменьшив концентрацию озерной воды, растворили пленку.

Химический анализ пробы воды № 1, отобранной из озера 31 июля 1948 г., когда кальцитовая пленки уже не было, показал большую сумму минеральных веществ — 1390,6 мг/л. Анализ пробы воды, отобранной примерно в то же время из другого подземного озера этой же пещеры, где не было пленки, показал только 219,20 мг/л (Л. В. Голубева, 1953). Однако сам анализ пробы № 1 вызывает некоторое сомнение. Ион  $\text{HCO}_3$ , по-видимому, определен неправильно; судя по выпадению кальцитовой пленки и приуроченности пещеры к чистым известнякам, его должно было быть в несколько раз больше. Значительное содержание ионов  $\text{Cl}$ ,  $\text{Na}$  и  $\text{NO}_3$  указывает на сильное загрязнение озерной воды, которое, по-видимому, связано с посещаемостью пещеры.

Возможно, что, кроме Кизеловской пещеры, кальцитовые пленки при благоприятных условиях периодически или спорадически сплошь покрывают озерные ванночки и в других карстовых пещерах. Отсутствие наблюдений в период их образования или освещения в литературе делает пока кальцитовые пленки Кизеловской пещеры уникальными (Г. А. Максимович, 1955б).

Кальцитовые натечные плотины пещерных озер. В местах интенсивного капежа или даже потоков в пещерах в известняках иногда образуются очень своеобразные плотинные озера. Это гуры французов и синтровы мисы чехов. При обильном поступлении воды, насыщенного карбонатом кальция, выпадение его из раствора в результате выделения  $\text{CO}_2$  происходит уже на полу пещеры. При меньшем количестве воды образуются слоистые натечи. В обстановке обильного, поступления воды могут возникнуть кальцитовые плотины с озерками (рис. 55, IV). Механизм их образования изучен Зденеком Ротом (1948). Он различает несколько стадий.

1. По наклонной поверхности дна пещеры стекает нетолстым слоем вода и образует ступени. В основаниях ступеней откладывается карбонат кальция — начало будущих кальцитовых плотин.

2. Кальцитовые плотины растут. Возникают небольшие плоские плотинные озерки, на дне которых и на плотинах откладывается коллоидальный пористый карбонат кальция.

3. Наклон и профиль плотины, которая наращивается кальцитом из переливающейся воды, зависят от количества воды и ее насыщенности карбонатом кальция. Слабое течение воды создает профиль с вогнутостью, обращенной вниз по потоку. Это связано с отложением карбоната кальция перед плотиной. При сильном потоке отложения образуются с внешней стороны за плотиной. Ослабление потока приводит к дальнейшему наращиванию с внутренней стороны. Плотина приобретает профиль, вогнутый вверх по потоку.

Кальцитовые натечные плотины озер автор наблюдал в пещере Домица и назвал этот тип озер Домицким (глава XI). Кроме Домицы, они известны в пещерах Ардовской, Деменочской и некоторых

других в Моравской карстовой области (Чехословакия), на подземной реке Падирак (Косс, Франция), в Шкоцианской (Югославия), Акиоси (Япония), Андресабока (Мадагаскар) и других пещерах Выросты кальцита на дне подземных озер могут иметь вид листоватых, лишайниковых, грибовидных и луковичных образований (рис. 30, 16).

### КАЛЬЦИТОВЫЕ ООЛИТЫ, ПИЗОЛИТЫ, КОНКРЕЦИИ (ПЕЩЕРНЫЙ ЖЕМЧУГ)

Эти кальцитовые образования возникают в неглубоких пещерных озерах, а иногда в небольших углублениях, образованных каплями, падающими со сталактитов или прямо из трещины в потолке, которые чехи называют эгугтационными (от французского «эгутте» — стекающий каплями). Эти интересные образования почти не освещены в отечественной литературе, если не считать нашей небольшой работы<sup>1</sup>.

В пещерах карстового (реже — другого) происхождения иногда образуются кальцитовые оолиты, пизолиты и конкреции. А. В. Ступишин (1955) показал, что впервые в отечественной литературе капельники зернистые в виде шаров или оолитов и пизолитов, теперь часто называемые пещерным жемчугом, упоминал еще в 1798 г. В. М. Севергин. Д. В. Наливкин (1955) в учении о фациях также говорит о пещерных оолитах. Он указывает, что ясная концентрическая слоистость — характерный признак оолитов, и предлагает называть их периплектическими (обвивающими) образованиями.

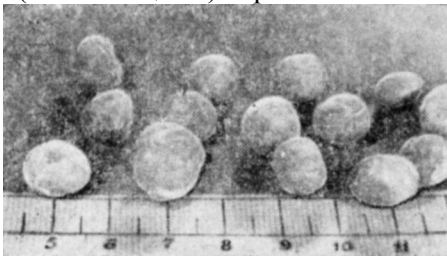


Рис. 45. Кальцитовые пизолиты «пещерный жемчуг» из Кизеловской пещеры (Урал).

В СССР кальцитовые пизолиты впервые были описаны из Кизеловской пещеры Пермской области (Г. А. Максимович, 1955 а). Хранятся пизолиты в музее динамической геологии Пермского университета. Они обнаружены на дне пещеры в 17-метровом проходе в элювиальной глине. Местами небольшие сцементированные пизолиты образуют скопления камня.

Форма пизолитов овальная, эллиптическая, бобовидная (рис. 45). Данные о форме и размерах пизолитов приведены в табл. 26.

<sup>1</sup> Г. А. Максимович. Кальцитовые оолиты, пизолиты и конкреции пещер и рудников. Записки Всес. минер, о-ва, ч. 84, стр. 74—78, 1955. В настоящей работе печатается в переработанном виде со значительными дополнениями.

**Размеры и форма пизолитов из Кизеловской пещеры  
(по Г. А. Максимовичу, 1955)**

| № п/п | № образца | образца | размеры, мм |              |              |                   | № п/п | № образца | образца | размеры, мм |              |               |                   |
|-------|-----------|---------|-------------|--------------|--------------|-------------------|-------|-----------|---------|-------------|--------------|---------------|-------------------|
|       |           |         | длин<br>а   | ширин<br>а 1 | ширин<br>а 2 | ср.<br>ширин<br>а |       |           |         | длин<br>а   | шири<br>на 1 | ширин<br>а 2, | ср.<br>шири<br>на |
| 1     | 1         | ц.      | 13,8        | 6,4          | 6,9          | 6,65              | 26    | 23        | ц.      | 7,8         | 4,5          | 4,3           | 4,4               |
| 2     | 32        | н.ш.    | 13,7        | 11,6         | 10,0         | 10,8              | 27    | 34        | н.ш.    | 7,4         | 5,6          | 6,6           | 6,1               |
| 3     | 5         | н.ш.    | 12,9        | 11,0         | 9,8          | 10,4              | 28    | 25        | я.      | 7,3         | 5,1          | 4,8           | 4,95              |
| 4     | 8         | н.ш.    | 12,9        | 11,2         | 9,8          | 10,5              | 29    | 26        | ц.      | 7,3         | 4,5          | 4,1           | 4,3               |
| 5     | 6         | н.ц.    | 12,5        | 9,5          | 8,9          | 9,2               | 30    | 37        | б.      | 7,3         | 5,9          | 4,5           | 5,2               |
| 6     | 9         | ч       | 12,5        | 11,5         | 6,8          | 9,15              | 31    | 24        | б.      | 7,2         | 5,1          | 3,9           | 4,5               |
| 7     | 3         | н.ш.    | 12,1        | 9,0          | 10,1         | 9,5               | 32    | 40        | ч.      | 6,9         | 5,5          | 5,7           | 5,6               |
| 8     | 7         | н.ш.    | 11,5        | 9,0          | 9,3          | 9,15              | 33    | 39        | я.      | 6,8         | 5,0          | 4,5           | 4,75              |
| 9     | 12        | н.ц.    | 11,5        | 7,5          | 6,9          | 7,2               | 34    | 22        | б.      | 6,6         | 5,9          | 4,0           | 4,95              |
| 10    | 2         | н.ц.    | 11,4        | 7,9          | 8,2          | 8,05              | 35    | 43        | я.      | 6,5         | 5,4          | 4,2           | 4,8               |
| 11    | 4         | ч.      | 11,4        | 10,0         | 7,5          | 8,75              | 36    | 38        | н.ш.    | 6,3         | 5,2          | 5,5           | 5,35              |
| 12    | 13        | я.      | 11,2        | 8,0          | 8,1          | 8,05              | 37    | 28        | б.      | 6,2         | 3,5          | 4,7           | 4,1               |
| 13    | 31        | ш       | 10,8        | 10,2         | 10,7         | 10,45             | 38    | 35        | н.ш.    | 6,2         | 5,3          | 5,6           | 5,45              |
| 14    | 33        | б.      | 10,8        | 7,0          | 4,7          | 5,85              | 39    | 41        | н.ш.    | 6,1         | 4,4          | 5,7           | 5,05              |
| 15    | 11        | н.ш.    | 10,2        | 8,1          | 9,1          | 8,6               | 40    | 27        | н.ш.    | 5,9         | 4,6          | 5,8           | 5,2               |
| 16    | 16        | б.      | 9,9         | 7,4          | 5,4          | 6,4               | 41    | 30        | ц.      | 5,9         | 3,3          | 3,6           | 3,45              |
| 17    | 19        | ш.      | 9,9         | 8,1          | 6,9          | 7,5               | 42    | 29        | б.      | 5,8         | 3,5          | 3,9           | 3,7               |
| 18    | 15        | н.ш.    | 9,4         | 9,1          | 8,0          | 8,45              | 43    | 44        | н.ц.    | 5,8         | 4,3          | 4,1           | 4,2               |
| 19    | 10        | н.ш.    | 9,3         | 8,1          | 7,0          | 7,45              | 44    | 46        | н.ц.    | 5,8         | 3,8          | 4,0           | 3,9               |
| 20    | 17        | ч.      | 9,2         | 7,4          | 6,0          | 6,7               | 45    | 47        | б.      | 5,8         | 4,3          | 3,3           | 3,8               |
| 21    | 14        | я.      | 9,0         | 7,1          | 6,3          | 6,7               | 46    | 45        | я.      | 5,7         | 4,1          | 3,6           | 3,85              |
| 22    | 18        | н.ш.    | 8,8         | 7,1          | 6,6          | 6,85              | 47    | 48        | ч.      | 5,2         | 2,9          | 4,1           | 3,5               |
| 23    | 20        | ч.      | 8,4         | 7,3          | 5,5          | 6,4               | 48    | 49        | б.      | 5,2         | 3,8          | 3,3           | 3,55              |
| 24    | 36        | н.ц.    | 8,2         | 5,4          | 5,1          | 5,25              | 49    | 50        | н.ц.    | 4,7         | 3,2          | 3,3           | 3,25              |
| 25    | 21        | н.ш.    | 7,8         | 6,6          | 6,7          | 6,65              | 50    | 42        | ш.      | 4,5         | 5,0          | 4,3           | 4,65              |

Примечание: Ш. — форма шаровая, Н. Ш.—несимметричная шаровая, Б.—бобовидная, Ч.— чечевицеобразная, Ц. — цилиндрическая, Н. Ц. — несимметричная цилиндрическая, Я — яйцевидная.

50 пизолитов, измеренных по максимальному диаметру, распределяются следующим образом:

| Диаметр, мм | Число | %   | 48 % пизолитов имеет максимальный диаметр от 5 до 8 миллиметров. |
|-------------|-------|-----|------------------------------------------------------------------|
| 4—5         | 2     | 4   |                                                                  |
| 5—6         | 9     | 18  |                                                                  |
| 6—7         | 8     | 16  |                                                                  |
| 7—8         | 7     | 14  |                                                                  |
| 8—9         | 3     | 6   |                                                                  |
| 9—10        | 6     | 12  |                                                                  |
| 10—11       | 3     | 6   |                                                                  |
| 11—12       | 5     | 10  |                                                                  |
| 12—13       | 5     | 10  |                                                                  |
| 13—14       | 2     | 4   |                                                                  |
|             | 50    | 100 |                                                                  |

Размеры пизолитов увеличиваются с ростом максимального диаметра (рис. 46). График показывает, что преобладают приплюснутые пизолиты, так как средняя линия находится ниже диагонали. Сферических пизолитов мало. Цвет пизолитов белый или желтый.

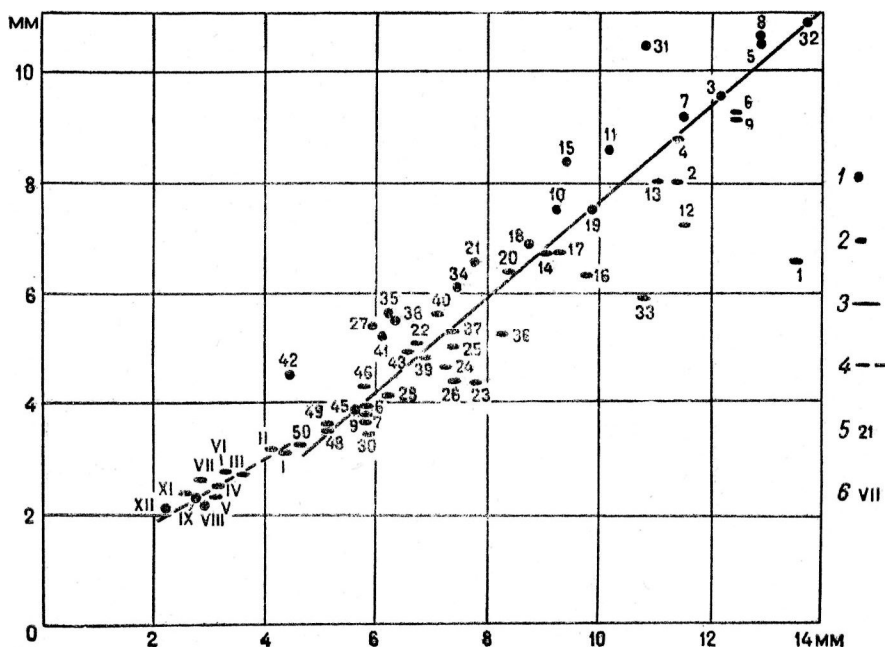


Рис. 46. Соотношение между длиной и шириной пещерных пизолитов. 1 — шарообразная и близкие к ней формы; 2 — эллипсоидальная и сходные с ней формы; 3 — средняя линия для Кизеловской пещеры; 4 — средняя линия для Пещеры на Холмах; 5 — № пизолитов Кизеловской пещеры; 6 — № пизолитов Висконсинской пещеры.

|                         |       |                                                                                    |
|-------------------------|-------|------------------------------------------------------------------------------------|
| $\text{CaCO}_3$         | 93,07 | Химический анализ, произведенный В. В. Нужиным в 1953 г., показал следующее (в %). |
| $\text{MgCO}_3$         | 0,56  |                                                                                    |
| $\text{Fe}_2\text{O}_3$ | 0,76  |                                                                                    |
| Органич. вещ.           | 2,76  |                                                                                    |
| $\text{H}_2\text{O}$    | 0,46  |                                                                                    |

|               |       |                                                                                                 |
|---------------|-------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Нераств. ост. | 1,76  | Пизолиты состоят в основном из карбоната кальция. В разрезе они имеют концентрическое строение, |
|               | 99,37 |                                                                                                 |

причем наблюдается чередование белых и относительно темных колец. Окраска последних обусловлена органическим веществом и полуторными окислами. Внутри встречаются зерна кварца или кальцита, представляющие центры роста.

По сообщениям Б. Н. Иванова и Д. С. Соколова, кроме Кизеловской пещеры, кальцитовые пизолиты обнаружены в двух пещерах Закавказья.

Имеется пещерный жемчуг на Дальнем Востоке в Макрушиинской пещере. В 1914 г. эту пещеру описал начальник гидрографической экспедиции Восточного океана. По его данным, в некоторых

местах на полу пещеры встречаются натечные образования «в виде дельных свободных шариков, величина которых колеблется от размера горошины до размера лесного ореха». Цвет их обычно ярко-белый, реже — оранжевый, желтый и коричневый. Это — четвертая пещера в СССР, где имеются кальцитовые пизолиты и конкреции. Это описание мы только недавно встретили при составлении характеристики карста Дальнего Востока.

В последние годы в результате развития спелеологических исследований, пещерный жемчуг открыт еще в нескольких пещерах. В Шакуранской пещере на р. Амткели в Грузии на кальцитовом карнизе в маленькой, наполненной водой ванночке в 1962 г. московские спелеологи обнаружили несколько десятков молочно-белых кальцитовых пизолитов диаметром от 3 до 7 миллиметров. В шахте Вахушти на Кавказе также обнаружен пещерный жемчуг.

В 1962 г. группа пермских спелеологов, возглавляемая В. Д. Щегловым, в Дивьей пещере собрала два десятка полупросвечивающих кальцитовых эллипсоидальных жемчужин размером от 10 до 20 мм, часто с каналом внутри. Эта вторая генетическая разность жемчуга образовалась на полу пещеры из обломков упавших сталактитов, окатанных в результате действия поступающей сверху воды. О такой разности кальцитовых жемчужин, имеющейся и в пещерах Чехословакии, мне говорил Р. Кеттнер.

В Крыму, по письменному сообщению В. Н. Дублзнского, пещерный жемчуг найден в двенадцати пещерах и шахтах.

Таким образом, в СССР кальцитовые оолиты, пизолиты и конкреции известны уже в девятнадцати пещерах, из них в Пермской области в двух, на Кавказе — в четырех, в Крыму — в двенадцати и на Дальнем Востоке — в одной.

Значительное число находок кальцитовых оолитов и пизолитов приходится на Чехословакию, где они пока известны в десяти пещерах. Многие из находок указаны И. Кунским (1949, 1950, 1954). В группе Деменовских пещер пещерный жемчуг имеется в разных местах верхней необледелой части Деменовской ледяной пещеры, в Гуличковом проходе пещеры Мир, в гротах Большой Дом и Гуличковом пещеры Свободы (Л. Крал, 1929; А. Дроппа, 1954, 1957; Я. Хайдух, 1954; Н. И. Кригер, 1955). Они известны также в пещерах Окно, Станишевской и еще одной (И. Кунски, 1949).

В пещере Домица Р. Кеттнер обнаружил их в эгугтационных корневых ямках сталагмитов. Эти ямки, имеющие вверху поперечник 3 см и глубину 4,5 см, выдолбленные каплей в отложениях подземной реки Стикс, слабо инкрустированы известью. Жемчуг белый, с гладкой поверхностью, не вполне круглый, с плоским низом. Часть его на дне ямки сцементирована натечным кальцитом, а другая часть свободно лежит наверху. Жемчужины росли в ямке, куда постоянно падали сверху капли воды. Когда большая часть пизолитов образовалась, они были сцементированы карбонатом кальция

(И. Кунски, 1949). В пещере в Гомбасецкой каменоломне Ф. Скрживанек (1956) описал пизолиты с поперечником 4—30 миллиметров.

В Малых Карпатах кальцитовые пизолиты известны в двух пещерах. В 1948 г. Я. Доседла (1949) нашел их в пещере Малая Скала на дне небольших озер и на выступах стен. В Малой пещере, находящейся близ пещеры Дрины, в углублениях на полу имеются кальцитовые пизолиты неправильной формы, которые сцементированы и образуют фигуры до 5 см в поперечнике (А. Дроппа, 1952). И. Кунски (1949) сообщает, что Р. Кеттнер собирал в Выходном гроте пещеры Яворжичко выветрелые жемчужины. В Североморавском карстовом районе Яворжичко, в системах пещер Яворжичко и Мира, приуроченных к девонским известнякам, наблюдаются большие чаши с пещерным жемчугом (В. Немец, В. Панюш, 1960). В Южнославяцкой карстовой области в районе плоскогорья Кониар в пещере Пивничка диера (Северная дыра) также имеется жемчуг (А. Кемены, 1961).

В Польше, поданным К. Ковальского (1951—1954) и З. Вуйцика (1961), кальцитовые пизолиты, «сходные с лессовыми куклами», обнаружены в Татрах в пещерах Калацкой, Мейтусией, Высокой, Горычковой, Каспровой Низине, Вельской.

В 1954 г. В. Барчк и Я. Ансилевский в Качанских горах (Судеты) в небольшой карстовой пещере нашли 30 свободно лежащих ржаво-желтых пизолитов. Они имели весьма разнообразную форму: шарообразную, цилиндрическую, иногда неправильную с поперечником от 0,7 до 1,6 см (В. Барчк, 1956). Пизолиты отличаются очень малым объемным весом—  $1,442 \text{ г/см}^3$ , тогда как у натечных образований на полу пещер он —  $2,355 \text{ г/см}^3$ . Они состоят из 15—20 тонких концентрических слоев кальцита. Около Ченстохова на территории заповедника «Соколы горы» в конце пещеры Олыштунской найдена одна жемчужина размером  $13 \times 15 \text{ мм}$  (А. Скальски, 1959). Известны кальцитовые пизолиты в области развития юрских отложений в пещере Студниско (З. Вуйчик, 1958).

В Австрии пещерный жемчуг тоже не редкость. Для примера укажем пещеру Реттенванд в Штирии (Шаухелен, 1958).

Кальцитовые оолиты и пизолиты имеются во многих пещерах Франции. Обстоятельную работу о них недавно опубликовал Л. Бальзан (1953). Он указывает, что одно из наиболее интересных местонахождений пещерного жемчуга обнаружено в 1944 г. в пропасти Гуссун на Черном Косс (департамент Аверон, коммуна де ла Кресс). В одной из боковых галерей, находящейся на глубине немного менее 100 м, на площади во много квадратных метров был обнаружен ковер из оолитов и пизолитов. Здесь были, вероятно, миллионы жемчужин; поперечник их от 0,3 до 3,2 см. Некоторые пизолиты имели форму волчка, другие сферическую, но представляющие, вследствие последующей переработки, катешки или имеющие во ротники.



Они большей частью не белые, а окрашены глиной. Поверхность их (текстура) шершавая (зернистая). Разрез показывает правильное концентрическое строение. Состоят оолиты и пизолиты и более или менее чистого кальцита, хотя автор оговаривается, что может быть это и арагонит.

В пропасти Банику (департамент Лозер, коммуна де Вигнес) Л. Бальзан нашел на дне колодца гнездо с пизолитами сферической и кубической формы с округлыми углами, имеющими диаметр от 3 до 14 мм. Они чисто белые с гладкой поверхностью, фарфоровидные.

Пропасть Барелль, расположенная в том же районе, но в коммуне Мейруе, изучена Л. Бальзаном в 1932 г. Она представляет три этажа шахт, имеющих форму бутылки. В последней шахте, имеющей глубину 87 м, найдены пизолиты классической формы диаметром до 22 мм. Это кальцит цвета беж. Один из пизолитов, фотография которого приводится, имел биконическую форму. Высота его 35 мм и наибольший диаметр 23,5 миллиметра.

В пропасти Боб (департамент Аверон, коммуна Мийо) пизолиты сферической формы, тонкой структуры, белые и с окрашенной охрой поверхностью.

В пропасти Коссу II в том же районе, изученной Р. Жоли в 1928 г., был обнаружен пизолит диаметром 42 мм. В коллекции Ж. Руаф Л. Бальзан видел диски диаметром 31 мм и толщиной 3 мм желтого цвета. В том же районе на Черном Косс, недалеко от предыдущей, в пропасти Валат-Негр, которую Э. А. Мартель исследовал в 1889 г., Р. Жоли в 1929 г. и Л. Бальзан в 1934 г. обнаружили сферические с депрессиями, с наростами (протуберанцами), кубические, грибовидные и другие пещерные пизолиты разнообразной формы. Многие из них прикреплены к полу карбонатом кальция.

В пещере Боме-Шоде (Лозер) А. Бальзан открыл в 1942 г. большое количество пещерных жемчужин. Все они были сильно окрашены охрой, многие имели очень гладкую поверхность. Диаметр их от 8 до 20 мм. Здесь найдены и продолговатые пизолиты длиной 27 мм с поперечником 7 мм, которые представляют обломки упавших сталактитов.

На окраине Косс Конталь около селения Гаг (Аверон) в пещере Гаг I найдено несколько пизолитов неправильной формы с фарфоровидной поверхностью. Здесь обнаружены лепешки и диски. В глине на полу, куда падали капли воды с потолка, найдены лепешки диаметром до 5 см, круглые и овальные. Это упавшие в глину обломки сталактитов. Они были неподвижны и не похожи на диски пропасти Косу II. Такого же типа лепешки, также без прыщей, найдены в пещере св. Петра (в песчанике) в департаменте Аверон. Л. Бальзан здесь сфотографировал «в гнезде» и классические жемчужины небольшого диаметра.

В пещере Малавель (Лозер, коммуна Бондон), на дне грота, находящегося более чем в 4 км от входа, Л. Бальзан фотографировал

разнообразные пизолиты, круглые, кубические и в форме волчка. Они похожи на хорошо известные образования пещеры Пеш-Мерль у Сабререт в департаменте Ло (Л. Лемози, 1929). Наибольшие имели высоту 80 мм и ширину 40 миллиметров.

В пещере Мирабль (Аверон, коммуна Мийо) оолиты и пизолиты имели диаметр от 1 до 24 мм и обладали фарфоровидной поверхностью. Л. Бальзан нашел здесь оолитовый или пизолитовый камень, состоящий из пещерного жемчуга, сцементированного кристаллическим кальцитом. В том же районе в пропасти Фонфрег известен круглый пизолит диаметром 20 мм. В большой пещере Брамабье в департаменте Гар, Косс Канприен, пизолиты многочисленны и обладают средним диаметром. Но имеются и конкреционные образования до 4 см в поперечнике. Пизолиты хрупкие, окрашенные глиной. Один из них, имеющий форму ооида, с размерами 17 и 21 мм, обладал ядром из зерна кварца диаметром 5 миллиметров.

В пропасти Лакас, на Гран Косс (Аверон), изученной до глубины 150 м, в галерее на глубине 40 м найдено значительное количество пещерных оолитов, пизолитов и конкреций. Размеры их изменяются в самых широких пределах — от 0,1 до 59 мм. Наибольшая из найденных конкреций, размером с апельсин, имела в поперечнике 55 и 59 мм и вес 226 г. Шары с поперечником 3 см здесь не редкость. Во многих оолитах и пизолитах обнаружено ядро из доломита.

Пизолиты имеются и во многих других пещерах Косс: ле Тей, Па де Жоли, Ла Кабан дю Тревезель, в пропасти де ла Виолетт II и других (Л. Бальзан, 1951). Только Л. Бальзан упоминает 18 пещер, пропастей и карстовых шахт, где, главным образом в малодоступных частях, известны кальцитовые оолиты, пизолиты, конкреции.

Жемчуг имеется в пещере Кажир в Пиренеях (Г. А. Максимович, 1955а). В известной сводке Ф. Тромба (1952) указывается только на нахождение стяжений кальцита кубической формы в пещере де ла Кламуз, в департаменте Эро. Описаны они и в сводке Л. Кайе (1935).

В пропасти Малая Сен-Кассиен (Вар) пещерный жемчуг обнаружен на глубинах:

43 м — неправильной формы 18—22 мм

73 м — более правильной формы 8—17 мм, много

152 м — очень много угловатых в двух гурах,  
диаметр 5—9 мм (П. Галлоше, 1961).

Всего во Франции кальцитовые оолиты, пизолиты и конкреции известны не менее чем в 23 пещерах и шахтах.

В Бельгии кальцитовые пизолиты описал В. Принц (1908), а в последнее время — П. Г. Лежуа (1955—1957). В апреле 1953 г. спелеоклуб в Намюре изучал шахту Ламп, устье которой находится в каменоломне, разрабатывающей на правом берегу р. Вами живетские известняки плато Жерни (Жеммель). После вертикального

спуска на глубину 40 м был открыт грот с озером, имеющим связь с подземной р. Вамм<sup>1</sup>. В нем найдены пещерный жемчуг и оригинальные конкреции, имеющие форму шаровых шапок.

В Женеве в издании Швейцарского общества спелеологии опубликована работа о пещерном жемчуге этой страны (Ж. Питтард и Г. Амудруз, 1942).

В Италии в провинции Салерно в горах Латтари близ Амальфи в пещере у Скала-Минута в первом гроте А. Бартш (1958) у стены нашел конкреции из сцементированных кальцитовых оолитов округловатой и овальной формы, имеющие 1—1,5 см в поперечнике.

В гроте Фиумелатте в Ломбардии (Д. Перна, 1959) найдены кальцитовые пизолиты неправильной формы.

Пизолиты для Англии упоминал еще в конце прошлого столетия Б. Давкинс (1874). О них, как о редком образовании, говорит Г. Варвик (1953). В частности, он приводит фотографии углубления с угловатыми пизолитами в пещере Сток Лэн Слокер, приуроченной к каменноугольным известнякам в северном Сомерсетшире.

По данным Д. Колемана (1943), пещерный жемчуг имеется в пещерах Ирландии.

В Болгарии в пещере Духлата близ с. Боснек южнее Софии недавно обнаружен кальцитовый пещерный жемчуг (Н. Райков, 1960).

И. Фиманн (1959) в ледяной пещере Скэришоара в Румынии обнаружил кальцитовые образования различного размера. Он характеризует их так:

| Кальцитовые сферолиты     | Поперечник,<br>мм | Форма, цвет  | Количество в<br>пяти граммах |
|---------------------------|-------------------|--------------|------------------------------|
| Мука микрожемчуга         | 0,3               | мохнатые     | 83326                        |
| Микрожемчуг               | 0,9               | компактные   | 5315                         |
| Многогранный жемчуг       | 1,8               | белый        | 316                          |
| Типичные многогранные     | 6                 | —            | 16                           |
| Жемчужины мозаичных полей | 20                | многогранные | 1                            |

Пещерный жемчуг имеется и в пещере Колибоая. Пещерные пизолиты и оолиты найдены в США в пещерах Карлсбадской (штат Нью-Мексико), в «Пещере на холмах» (штат Висконсин), в пещере Хоу (штат Нью-Йорк), Кафедральной (штат Миссури), Эльрод (штат Индиана) и трех пещерах штата Вирджиния.

В Карлсбадской пещере, по данным В. Т. Ли и Ф. Л. Гесса, имеются оолиты и пизолиты из кальцита. Большинство имеет сферическую форму, а некоторые овальную или неправильную. Размеры их изменяются от 1,5 до 25—30 мм. Как и в Кизеловской пещере, они

<sup>1</sup> Ж. П. Ван ден Дбелль. 1957.

в большинстве случаев белого цвета, а некоторые окрашены примесями в желтоватый цвет. Строение пизолитов и оолитов концентрическое, а ядрышко, или центр кристаллизации, состоит из кальцита. В некоторых оболочках наблюдается лучистое строение. Пизолиты и оолиты образуются в лужицах на полу пещеры, где вода взбалтывается падающими с потолка каплями. Предполагают, что возникающее при этом вращение ядрышек пизолитов и оолитов способствует их образованию.

В Висконсинской «Пещере на холмах», которая приурочена к формации галена ордовичской системы, в одной из стен в коррозионном углублении размером 10,5×6 см и глубиной 25 см на дне его найдено 12 свободно лежащих пизолитов, а под ними — 25 сцементированных.

Свободно лежащие пизолиты имели размеры и форму, приведенные в табл. 27.

Таблица 27

### Размеры и форма пизолитов из «Пещеры на холмах»

| Размеры, мм | 1   | 2    | 3   | 4   | 5   | 6   | 7   | 8   | 9    | 10   | 11   | 12  |
|-------------|-----|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|------|-----|
| Длина       | 4,4 | 4,1  | 3,5 | 3,1 | 3,0 | 3,1 | 2,8 | 2,8 | 2,7  | 2,8  | 2,5  | 2,2 |
| Ширина      | 3,2 | 3,2  | 2,7 | 2,5 | 2,3 | 2,7 | 2,5 | 2,1 | 2,3  | 2,1  | 2,3  | 2,1 |
| Форма       | Ч.  | Б.Ц. | Ч.  | Ч.  | Ч.  | Б.  | Ц.  | Ц.  | Н.Ш. | Ш.О. | Н.Ц. | Ш.  |

Примечание: Ч. — форма чечевицеобразная, Б. — бобовидная, Ц. — цилиндрическая, Н.Ц. — несимметричная цилиндрическая, Ш. — шарообразная, Н.Ш. — несимметричная шарообразная, Ш.О. — шарообразная с углублением.

Пологие углубления установлены на пяти пизолитах. Построенная по данным этой таблицы диаграмма соотношений длины и ширины пизолитов также указывает на линейную зависимость (рис. 46). Наклон средней линии более пологий, чем у пизолитов Кизеловской пещеры. Это указывает на большую сплюснутость пизолитов. Пизолиты Висконсинской пещеры, хотя их размеры более 2 мм (У. Х. Твенхофел, 1936), А. Паунд называет оолитами. Образовались эти пизолиты в пресной воде, причем более крупные характеризуются приплюснутой чечевицеобразной формой, а более мелкие, приближающиеся к оолитам, имеют шарообразную форму. Л. Кайэ полагал (Л. В. Пустовалов, 1940), что оолиты, образовавшиеся в морской воде, имеют приплюснутую форму, а образовавшиеся в пресной — шарообразную. По данным Висконсинской пещеры, указание Кайэ подтверждается только для очень мелких пизолитов.

Изучение поперечного сечения одного из оолитов путем фотографирования с увеличением в 60 раз показало наличие в ядре яйцеобразного

зерна песка и 54 концентрических слоев. Фотографирование позволило установить отчетливое радиальное строение в центре, по крайней мере в четырнадцать слоях. Далее его можно видеть в различных местах в двух-шести слоях.

В штате Нью-Йорк, в наиболее значительной пещере Хоув, длиной 1345 м, имеющей большое число гротов и значительный поток воды, в передней части грота близ входа наблюдается несколько почти свободных оолитов, но в действительности прикреплённых к выступу известняка.

В пещере Эльрод штата Индиана на полу, сложенном глиной, имеется много углублений (гнезд), заполненных пещерным жемчугом округлой и угловатой формы. Строение его концентрическое. Многие жемчужины имели пустую и пористую середину, а в других центральная часть была частично заполнена кристаллами кальцита. Жемчужины, находящиеся в середине гнезда, там, куда прямо падала вода, были красиво отполированы. Остальные, которых было больше, обладали неправильной формой и имели шершавую пористую поверхность (К. А. Малотт, 1932).

По Ф. Тромбу (1952), сферические пизолиты и конкреции до 15 см в диаметре найдены в пещере Пальмитто, в Мексике.

На о. Мадагаскар в пещере Андранабока также известен пещерный жемчуг (Ж. Сан-Урс, 1959).

Г. Бекер и А. Фроштик приводят фотографию пещерного пизолита 3—3,3 мм в поперечнике, с вогнутостью на одной из сторон, диаметром 1,5 мм, из района Шинано на острове Хонсю в Японии.

Пещерные сферолиты известны и в Австралии.

Пещерные пизолиты одной из тридцати пещер около Чиллаго в Квинсленде, приуроченных к нижнепалеозойским известнякам, весьма своеобразны. Они имеют полое ядро, представляющее небольшие раковины *Helix*. В Маррендальских пещерах, расположенных в одной миле к северу от Бэчана в восточной части плато Гипсленд в Виктории, собрано около 90 пизолитов, имеющих неровную и гладкую поверхность. Разности с неровной поверхностью сферической формы достигают 75 мм в поперечнике. Концентрические слои кальцита, имеющие одинаковую толщину, образовались путем радиального нарастания в почти стоячей воде на полу пещер. Разности с гладкой поверхностью от белого до желтовато-белого цвета большей частью округлой формы при поперечнике от 6 до 38 мм. Небольшое число их цилиндрической формы. Образовались они в воде, которая была подвижна за счет частого падения капель со сталактитов.

Особенно детально изучены сферолиты из пещеры Ангела на полуострове Морнингтон (штат Виктория), в 52 милях к югу от Мельбурна. Пещера приурочена к палеогеновой базальтовой лаве и туфу, которые перекрыты четвертичными дюнными известняками. Просачивающаяся

в пещеру вода обогащена карбонатом кальция, который выделяется в виде сталактитов, оолитов, пизолитов, конкреций и сталагмитов. Конкреции, пизолиты и оолиты образуются особенно обильно на выступе стены в карманообразных углублениях от 5 до 60 см в поперечнике и от 2 до 10 см глубиной, занятых лужами, куда падают капли воды. В углублениях найдено от 3 до 2000 пизолитов и оолитов. Те из них, которые были переполнены, содержали внизу оолиты до 1 мм в поперечнике, а сверху — пизолиты около 20 мм в длину.

Пизолиты и оолиты из пещеры Ангела состоят из кальцита, что подтверждено микроскопически. Для выяснения обстановки образования карбонатных пизолитов и оолитов этой пещеры в двух точках были изучены температурные условия, состав и дебит просачивающейся воды (табл. 28).

Таблица 28

**Условия образования пизолитов и оолитов в австралийской пещере Ангела**

| Место наблюдения                                          | Температура |      | Приток<br>воды,<br>см <sup>3</sup> /мин | Состав<br>капающей<br>воды, мг/л |                 |
|-----------------------------------------------------------|-------------|------|-----------------------------------------|----------------------------------|-----------------|
|                                                           | воздуха     | лужи |                                         | HCO <sub>3</sub>                 | CO <sub>3</sub> |
|                                                           |             |      |                                         |                                  |                 |
| Потолок пещеры, около с.-з. стенки, близ середины выступа | 16,7        | 14,4 | 80                                      | 395                              | Нет             |
| У входа в пещеру, под сталактитами                        | 17,2        | 16,1 | 17                                      | 365                              | Нет             |

Приток воды в середине пещеры над выступом с углублениям) заполненными пизолитами и оолитами, значительно больше, концентрация также повышенная. У входа часть гидрокарбонатов расходуется на образование сталактитов.

Г. Бекер и А. Фроштик (1947) дают характеристику кальцитовых пизолитов и оолитов из пещеры в известняках в Порт Кемпбелл штат Виктория.

Кальцитовые оолиты и пизолиты карстовых полостей представляют типичное метаколлоидное макроколломорфное образование (Ф. В. Чухров, 1955; Д. П. Григорьев, 1953). Возникают они в виде студенистых гелей карбоната кальция. Это состояние в больших массах наблюдается у известкового теста, характеристика которого была дана в главе VII.

Образуются колломорфные оолиты и пизолиты кальцита на по лу пещер, в неглубоких озерах, под сталактитами или трещинами в потолке, из которых капает вода, обогащенная карбонатом кальция.

Происхождение углублений с водой, в которых образуется колломорфный кальцит, различно. Чаще всего это заглиненные, более пониженные участки пола пещеры. В Словацких пещерах, в частности в Домице, это эгуттационные ямки, выдолбленные падающими

каплями. Глубина их 4,5 см при поперечнике сверху 3 см. В Деменовской пещере Свободы капли, падая с высокого потолка, выдавливают ямки глубиной 20—30 см. Когда стенки и дно эггтационных ямок покрыты выпавшим из раствора карбонатом кальция, в них задерживается карстовая вода. В польской пещере Войцешув ямка, в которой образуется пещерный жемчуг, аккумулятивного происхождения. Обломки и землистые отложения на полу пещеры покрыты натечным кальцитом, в котором имеется небольшая ванночка с водой.

В мелких озерах с заглиненным дном, в эггтационных и аккумулятивных ямках с кальцитовым дном при глубине 0,8—1 см образуются оолиты и пизолиты. Сюда, в эти озерки, с каплями воды поступают гидрокарбонатный и кальциевый ионы. Когда наступает насыщение, из раствора выделяются гели карбоната кальция. Коллоидные осадки имеют более или менее жидкостную консистенцию. Нарастают они вокруг каких-либо посторонних тел: песчинок, обломков известняка, зерен доломита и других ядер, приводимых в движение каплями воды, падающей с потолка пещеры. Это первый способ образования сферолитов по Д. П. Григорьеву (1953, стр. 9).

Под действием поверхностного натяжения, стремящегося придать веществу шарообразную форму, которая обладает наименьшей поверхностью при данном объеме (равновесная фигура поверхностного натяжения), вокруг ядра образуется небольшая оболочка коллоида карбоната кальция. Стремление к уменьшению поверхности отвечает общей тенденции стареющих коллоидных осадков и уменьшению их поверхностной энергии. Под влиянием поверхностного натяжения на поверхности сгустков коллоида, насыщенного водой, появляется давление, направленное внутрь, перпендикулярно к поверхности. В идеальном случае сгусток коллоида карбоната кальция находится в жидкости одинаковой плотности. Как показывает опыт Плато, возникают сферические агрегаты. Этому способствует и невысокая температура воды подземных озер — порядка 4, 6, 9°. При повышении температуры поверхностное натяжение уменьшается, так как тепловые движения ослабляют действие сил молекулярного сцепления.

Студенистый вначале карбонат кальция постепенно затвердевает. Время, в течение которого оболочка будущих оолитов и пизолитов твердеет, не изучено. По-видимому, оно измеряется секундами или минутами, а быть может — часами. На границе студенистого осадка карбоната кальция, облегающего ядро, представляющего тяжелую, бедную водой жидкость, и раствора в озерке, из которого он выделился, и являющегося легкой жидкостью, действуют силы поверхностного натяжения, как на границе масла и воды. Под действием этих сил вокруг ядра и образуются оболочки студенистого осадка в виде капелек более или менее сферической формы. Эта форма сохраняется и при затвердении осадка. Большую роль играет

и вращательное движение ядер пещерного жемчуга под влиянием капель падающей воды.

В начале двадцатого века кальцитовые пизолиты были получены профессором М. Е. Деренн путем турбулентного движения воды, насыщенной карбонатом кальция. В разрезе они имели такое же строение из концентрических слоев, как и природные (С. Менье 1907).

В СССР Е. В. Рожкова и Н. В. Соловьев (1937) получили в лабораторных условиях оолиты, пизолиты карбоната кальция и бесструктурный гель. Достигнуто это взаимодействием молярного раствора воды и полумолярного раствора хлористого кальция. Исследователи показали, что оолиты могут возникать в вязкой среде без движения во время их роста. В результате срастания нескольких оолитов с последующим обложением их новыми концентрическими слоями, в условиях эксперимента возникли оолиты с несколькими центрами концентрической слоистости.

Грозди сросшихся оолитов были найдены в Италии в пещере Скала Минута. В пропасти Гуссун во Франции найдены шаровые пизолиты, имеющие поперечник 5—7 мм, на поверхности которых были прикреплены оолиты диаметром 0,2—0,5 миллиметра.

Эксперименты по получению оолитов из карбоната кальция проводили П. Х. Хопаган и М. Л. Литл (1956). Образование подобных оолитов наблюдали и при различных технических процессах, правда, в условиях более высоких температур, чем в пещерах. Так, Кауфман описал образование оолитов в подогревателе из воды, содержащей 270 мг/л карбоната кальция. Вода нагревалась системой вертикальных, трубок до 40—50° и находилась в непрерывном движении. Центрами отложения карбоната кальция были взвешенные в воде песчинки. Под микроскопом они имели концентрически-слоистое и радиально-лучистое строение (Ф. Беренд, Г. Берг, 1927). Случай возникновения оолитов кальцита с ядрами из окислов железа, при кипячении горячей воды в змеевике, описал У. Х. Твенхофел (1928). Они имели концентрическое строение и поперечник 0,25—0,27 мм. В срезах концентрические слои во время первого изучения не имели лучистого строения, которое затем появилось. А. Кемп (1934) наблюдал образование карбонатных оолитов вокруг песчинок из раствора бикарбоната кальция и магния у основания распылителя на одной фабрике в США. Оолиты имели поперечник 2 мм и по две концентрические оболочки.

У. Х. Твенхофел (1936), ссылаясь на Г. Линка, указывает, что как только количество углекислого кальция, содержащееся в воде, превзойдет предел максимальной растворимости для данных условий (при температуре 17—18°С — около 0,0191 %), он выделяется в виде карбоната кальция с образованием сферолитов. Минеральный состав оолитов зависит от температурных условий. Эксперименты Д. Муррея и Р. Ирвина показали, что при температуре 1°, 1°С



образуется кальцит, при  $8^{\circ},3$  — смесь кальцита с арагонитом, а при  $26^{\circ},7$  Ц и выше — арагонит.

Концентрические слои кальцитовых оолитов и пизолитов в пещерных озерах образуются многократно, в периоды концентрации воды до пределов насыщения карбонатом кальция. Постепенно возникают вначале оолиты, а затем и пизолиты. Все стадии их роста наблюдал Л. Бальзан в пропасти Лакас, где поперечник их изменялся от 0,1 до 59 мм. Наибольшей была шаровая конкреция размером с апельсин, с поперечниками 55 и 59 мм. Ядром многих оолитов и пизолитов являлся доломит.

Возникшие под действием поверхностного натяжения округлые, часто более или менее сферические или близкие к ним агрегаты минералов, прошедших стадию коллоидных осадков, принято, по предложению А. Ф. Роджерса, называть колломорфными (Ф. В. Чухров, 1955). Они типичны как для коллоидов, так и для метаколлоидов. Различают микро- и макроколломорфные агрегаты. К последним относят кальцитовые натечные агрегаты карстовых полостей. Пещерный жемчуг — кальцитовые оолиты, пизолиты и конкреции — типичные метаколлоидные агрегаты минералов. Они имеют под микроскопом признаки кристаллического строения и оптически анизотропны. Для них характерна пористость. В результате собирательной кристаллизации в коллоидных минералах они не имеют кристаллических многогранников, видимых невооруженным глазом. В пещерах и карстовых шахтах, кроме пизолитов в форме шара, эллипсоида, овоида, имеются и более сплюснутые формы в виде волчка, лепешки и диска. Иногда встречаются полиэдрические пизолиты, в которых отдельные горошины в местах соприкосновения имеют подобие граней. Во Франции они обнаружены в пропастях Лакас, Банику, а в Австралии — в пещере Ангела.

В пещерах СССР, Чехословакии и Франции обнаружены пещерные пизолиты продолговатой формы, образовавшиеся из обломков упавших сталактитов, покрытых концентрическими слоями кальцита.

Приведенные новые данные значительно увеличили список пещер, карстовых шахт и пропастей, в которых обнаружен пещерный жемчуг. Вместо 11 (Г. А. Максимович, 1955 а), 28—30 (Г. А. Максимович, 1958) их насчитывается уже 94—98, а вероятно и более. Не вся литература была автору доступна.

В ближайшее время, в связи с большими успехами в открытии и изучении пещер, список несомненно увеличится. В этом отношении показательны успехи в изучении пещерного жемчуга во Франции, где он обнаружен в большом количестве карстовых шахт, пропастей и в недоступных частях горизонтальных пещер. В СССР в шахтах Крыма, Кавказа и Урала, а также в пещерах, вероятно, еще будет найден пещерный жемчуг. Он не так красив как биогенный, извлекаемый из раковин моллюсков. Стекланный блеск последнего обусловлен арагонитом. Настоящий жемчуг образуется вокруг песчинок

или других посторонних предметов, попавших во внутрь раковины покрытых концентрическими слоями карбоната кальция с примесью органических веществ. Вследствие одинакового химического состава, наличия ядра, концентрического строения и назвали оолиты, пизолиты подземных полостей пещерным жемчугом.

Необходимо указать, что пещерный жемчуг имеется и во многих доступных пещерах, но мы часто проходим мимо него. Он бывает в эгуттационных ямках, которые служат «корнями» сталагмитов.

Гнезда пещерных пизолитов при дальнейшем поступлении карбоната кальция из воды сталактитов и трещин постепенно заполняются известью. Пещерные пизолиты превращаются в пизолитовый камень. Дальнейшее поступление карбоната кальция приводит к образованию сталагмита, в корне которого погребен пещерный жемчуг.

## КРИСТАЛЛЫ АВТОХТОННЫХ МИНЕРАЛОВ ПЕЩЕР

Помимо натечных кристаллических образований, в пещерах наблюдаются и автохтонные минералы, которые растут сразу в виде игольчатых и других кристаллов. Это прежде всего кальцит пещер в карбонатных отложениях, гипс — гипсовых пещер и галит соляных.

В карстовых пустотах находят исландский шпат. В виде примера назовем Чалыкское месторождение в палеозойских известняках в Черкесии, где в глине вместе с кристаллами встречены полуразрушенные кости животных (М. Б. Григорович и И. П. Едовин, 1936); Ольгинское в нижнекаменноугольных известняках в Донбассе (А. М. Кроль, 1936); Азербайджанское (П. П. Пилипенко, 1940) и в пещерах в верхнесилурийских известняках в верховье р. Магиан в Зеравшанском хребте (Я. А. Левен, 1940).

В ряде случаев образование исландского шпата исследователи связывают с гидротермальными растворами, которые переотложили карбонат кальция, вынесенный из карбонатных толщ.

Оптический гипс известен в Средней Азии близ г. Карлюка. Здесь в холме Агата имеется небольшая пещера с очень большими кристаллами гипса (А. П. Королева, 1940).

Чаще же в гипсовых пещерах образуются простые кристаллы размером от 2—3 см и до 3 метров.

Одни из самых маленьких кристаллов были обнаружены археологом И. С. Поляковым в 1879 г. летом на поверхности льда на полу Кунгурской ледяной пещеры. Е. С. Федоров в 1883 г. объяснил их происхождение. Лед этой пещеры, находящийся в гипсах, минерализован. Анализ показал, что вода, полученная от таяния льда, содержит в литре более одного грамма сульфата кальция. Когда летом

под влиянием потока теплого воздуха лед испаряется, сульфат кальция концентрируется на поверхности и из него образуются кристаллы гипса. В 1960 г. С. Ф. Морозов обнаружил в гроте Колизей, в пещерной глине на полу близ места, куда с потолка падает вода, прекрасные сростки кристаллов гипса.

Кристаллы гипса описаны и в пещерах Западной Подолии на Украине. Самые большие кристаллы, до 3—4 м длиной, обнаружены в Мексике в пещере Наика. Кристаллы галита часто образуются в пещерах в соли.

Арагонит. В пещерах кристаллы арагонита значительно менее распространены, чем кальцита. В воде арагонит более растворим, чем кальцит. При обычной температуре он неустойчив и в присутствии растворителя медленно, самопроизвольно переходит в кальцит.

Арагонит пещер СССР слабо изучен. П. Н. Чирвинский (1947, 1950) среди автохтонных карбонатов только упоминает арагонит. И. Н. Шестов (1962) обнаружил его в Верхнеберезовской пещере на р. Березовой в Чердынском районе Пермской области. Верхнекаменноугольные известняки у входа в пещеру, пачкающийся сталактит из кальцита и кальцитово-арагонитовый натек листовидной формы были подвергнуты химическому анализу (табл.29).

Таблица 29

**Химический состав карбонатов Верхнеберезовской пещеры, в %  
(по И. Н. Шестову, 1962)**

| Образец                     | SiO <sub>2</sub> | AlaO <sub>3</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO   | MgO   | П.п.п. | Сумма  |
|-----------------------------|------------------|---------------------------------------------------|-------|-------|--------|--------|
| Известняк у входа           | 0,68             | 0,51                                              | 33,03 | 20,55 | 45,45  | 100,22 |
| Сталактит кальцитовый       | 0,43             | 0,41                                              | 54,48 | 1,25  | 43,33  | 99,90  |
| Натек из кальцита-арагонита | 0,67             | 0,37                                              | 54,22 | 1,35  | 43,45  | 100,06 |

Содержание микрокомпонентов определялось на спектрографе ИСП-22. Порошки проб сжигались в угольных электродах при силе тока в 8 ампер с экспозицией в две минуты. Расшифровка спектрограмм производилась методом сравнения с эталонами под микроскопом (табл. 30).

Во всех трех пробах отсутствуют Р, V, Cu, Co, Pb.

Приведенные данные проливают некоторый свет на миграцию элементов при образовании натечных форм и, в частности, арагонита. Пещера приурочена к доломитизированному известняку с содержанием 20,55 % MgO. В натечных образованиях содержание MgO

Таблица 30

**Содержание микрокомпонентов в карбонатных отложениях  
Верхнеберезовской пещеры  
(по И. Н. Шестову, 1962)**

| Образец | Sr   | Ba  | B     | Mn    | Ti    | Na   | Ni  | Cr  |
|---------|------|-----|-------|-------|-------|------|-----|-----|
| 1       | сл.  | —   | 0,001 | 0,03  | 0,003 | 0,03 | сл. | сл. |
| 2       | 0,01 | —   | 0,001 | 0,006 | 0,006 | 0,03 | сл. | —   |
| 3       | 0,06 | сл. | 0,001 | 0,003 | 0,03  | 0,03 | сл. | —   |

всего 1,25—1,35 %. Наблюдается также некоторое уменьшение содержания  $\text{SiO}_2$  и полуторных окислов. Кальцитово-арагонитовый натек характеризуется обогащением Zr, Ti. Содержание марганца меньше, чем в известняке.

Таким образом, в Верхнеберезовской пещере имеем арагонит обогащенный стронцием.

Недавно К. П. Черняева (1961) для пещер северо-западной части Горного Алтая, приуроченных к силурийским и нижнедевонским рифовым известнякам, указала, что в гротах нижних этажей встречаются оригинальные натечные образования. По-видимому, это антодиты. Они похожи на головки цветной капусты и состоят из длинных игольчатых кристаллов арагонита.

В гроте Виноградный Дивьей пещеры Пермской области, приуроченной к пермским известнякам, в 1962 г. группа спелеологов, возглавляемая В. Д. Щегловым, нашла игольчатые кристаллы арагонита, а в гроте Роза на выростах дна — розы кристаллов 5 мм длиной.

В известной арагонитовой пещере Границкого карста (Чехословакия), в девонских известняках арагонит образован путем выпадения из теплых вод, поступающих снизу по разлому. Он имеется и в гидротермокарстовых пещерах г. Буды (Венгрия) в палеогеновых известняках.

Арагонит пещер Чехословакии, образовавшийся при низких температурах из обычных нисходящих карстовых вод, изучал Ф. Скрживанек (1958). В Чешской карстовой области (Г. А. Максимович, 1959) арагонит имеется в заповедниках Карльштейн и Кода. В первом заповеднике в 1952 г. в силурийских известняках была открыта арагонитовая пещера на Стыдлых водах длиной 30 м. Стены пещеры покрыты как кальцитом, так и арагонитом. Арагонит обнаружен на стенах и выступах на высоте 30—50 см над полом. Стеклообразные агрегаты и единичные иглообразные кристаллы покрывают натечные образования и находятся непосредственно на корродированном известняке.

Химический состав вмещающих известняков, кальцитовых натек и арагонита приведен в табл. 31.

**Таблица 31**

**Химический состав карбонатов пещер Стыдлы воды (I) и Чисарска роκля (II) в Чехословакии (по Ф. Скрживанеку, 1958).**

| Пещера и отложения             | Влажность | SiO <sub>2</sub> и нераств. осадок | R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaCO <sub>3</sub> | ZrCO <sub>3</sub> | MgCO <sub>3</sub> | Сумма |
|--------------------------------|-----------|------------------------------------|-------------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------|
| II известняк                   | 0,20      | 3,53                               | 3,16                          | 90,10             | 0,64              | 2,30              | 99,93 |
| I известняк                    | 0,08      | 3,83                               | 1,96                          | 91,90             | 0,54              | 0,89              | 99,20 |
| I «                            | 0,03      | 2,57                               | 1,02                          | 94,75             | 0,67              | 0,64              | 99,68 |
| I кальцит натек                | 0,30      | 7,90                               | 4,84                          | 84,15             | 0,61              | 1,27              | 99,07 |
| I арагонит с примесью кальцита | 0,05      | 0,60                               | 0,45                          | 96Д0              | 0,70              | 1,65              | 99,55 |
| I арагонит, кристаллы          | 0,06      | 2,20                               | 1,44                          | 92,80             | 0,97              | 1,62              | 99,09 |

Данная таблица показывает, что в натечном кальците содержание ZrCO<sub>3</sub> такое же, как и в известняках, и только в кристаллах арагонита оно примерно в 1,5 раза больше.

Вторая арагонитовая пещера в Чешской карстовой области находится в заповеднике Кода. Вход в нее под стеной водопада в Чисарской роκли был открыт в 1954 г. Пещера в девонских известняках образовалась по трещине. Арагонит покрывает нижнюю часть стены камина в виде белых снегообразных игл. Кристаллы растут прямо на корродированных известняках. Содержание ZrCO<sub>3</sub> в арагоните 0,7 %. Ф. Скрживанек считает, что стронцианит либо в виде изоморфной примеси, либо в качестве ромбических кристаллов был центром, вокруг которого рос арагонит.

В последних работах (Ф. Скрживанек, 1961) указывается, что в Чешской карстовой области арагонит обнаружен уже в пяти пещерах.

Охтинская арагонитовая пещера открыта в 1954 г. при проходке штольни в горном массиве Градок в Словакии (А. Дроппа, 1957). Она приурочена к кембросилурийским мраморизированным известнякам, которые под влиянием метаморфизма большей частью превращены в анкерит. Протяжение пещеры 250 м. В дальней ее части, где известняки падают под углом 10—35°, в широких проходах под влиянием коррозии на сводах и стене образовались мискообразные углубления. Здесь на стенах и своде наблюдаются белые гнезда кристаллического арагонита.

В Польше в Татрах арагонит встречен в грибообразных новообразованиях или фунгоидах, возникающих из известкового молока. По мнению Р. Градзинского и Р. Унчура (1960), микрокристаллы арагонита возникают в начальную стадию в пленках раствора небольшой толщины.

В Югославии арагонитовые образования известны в словенской пещере Равенска Яма (Д. Кушчер и другие, 1959), приуроченной

к верхнетриасовым известнякам. Арагонит нарастает на кальцитовые сталактиты в виде игл, образуя антодиты. Есть арагонитовые сталактиты и геликтиты, арагонитовый туф.

В пещерах Румынии, по М. Шербан и другим (1961), «только изредка встречаются арагонитовые образования».

В Англии, по Р. Т. Варвику (1953), арагонит также представляет редкое явление. Он известен в пещерах Сомерсетшира в Лемб Лейр наблюдаются арагонитовые натёки у входа во многие гроты. Д. Донован (1943) установил, что многие геликтиты — спиральные, криволинейные, эксцентрические образования британских пещер — состоят из арагонита.

Ф. Тромб (1952) указывает на наличие арагонита в пещерах Каво (Франш-Конте) во Франции и на острове Андипарос в Греции.

В последние годы (1955—1960) в результате изучения минералогии пещер Пенсильванским университетом (В. Б. Уайт, 1961) с помощью рентгеновского анализа установлено наличие арагонита в 28 пещерах США. Он входит в состав капельников, натёков на стенах, антодитов.

В Пенсильвании в Западной Вирджинии арагонит большей частью приурочен к известнякам ордовика и девона в провинциях Валей и Ридже. Он необычен или редко встречается в каменноугольных известняках Аллеган и плато Кемберленд. В районе последнего арагонит установлен в крошечных антодитах из пещеры СименсМинго в Западной Вирджинии.

Приведенные неполные данные показывают, что арагонит пока установлен в пещерах, которые приурочены главным образом к палеозойским известнякам. Из них в СССР 3 такие пещеры, в Чехословакии — 7, в Венгрии > 1, Польше > 1, в Югославии — 1, Англии — 1, Франции — 1, Греции — 1, в Румынии > 1, в США — 28, или всего более 45 пещер.

По возрасту вмещающих карбонатных отложений эти пещеры распределяются следующим образом:

|                 |                                                                     |
|-----------------|---------------------------------------------------------------------|
| кембросилур     | — Охтинская, ЧССР                                                   |
| силур           | — Стыдловы воды, ЧССР                                               |
| ордовик — девон | — Пенсильвания, 3. Вирджиния, США                                   |
| силур — девон   | — Алтайские, СССР; 3 пещеры Чешской области, ЧССР                   |
| девон           | — Чисарска Рокля, Збратшовская, ЧССР                                |
| карбон          | — Верхнеберезовская, СССР; Аллеганы, Кемберленд (Сименс-Минго), США |
| пермь           | — Дивья, СССР                                                       |
| палеозой        | — Сомерсетшир, Англия                                               |
| верхний триас   | — Равенска Яма, Югославия                                           |
| палеоген        | — пещеры г. Буда, Венгрия                                           |

К мезозойским отложениям, вероятно, приурочены пещеры Татр (Польша), Каво (Франция) и Румынии. На острове Андипарос (Греция) пещера, вероятно, находится в докембрийских мраморах.

Генетически арагонит пещер относится к гидротермальным и экзогенным образованиям. К первой группе принадлежат кристаллы Збрашовской арагонитовой и пещер г. Буды, ко второй — арагонит почти всех остальных пещер.

## ОРГАНОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПЕЩЕР

В пещерах наблюдаются различные органогенные отложения: гуано, костяная брекчия, фосфориты, селитра и другие.

### ФОСФОРИТЫ ПЕЩЕР<sup>1</sup>

Залежи фосфоритов образуются в пещерах, приуроченных к известнякам, которые были населены зверями или птицами. Различают несколько типов фосфоритов: гуано, скопления костей, костяные брекчии, состоящие главным образом из костей животных, фосфоритовые земли и метасоматические фосфориты. Фосфоритовые земли — это большей частью глинистое вещество, обогащенное фосфатом за счет покрывающих его залежей гуано. Метасоматические фосфориты образуются в результате взаимодействия фосфатов залежей гуано с карбонатом кальция подстилающих натечных образований.

Содержание фосфора в пещерных залежах обычно неравномерное, мощность их невелика и только в некоторых случаях достигает десяти и даже пятнадцати метров. В пещерных отложениях фосфат встречается в виде монокальцийфосфата, дикальцийфосфата или трикальцийфосфата. Преобладает обычно дикальцийфосфат (до 80 %).

В СССР пещерные фосфориты есть во многих подземных полостях. Наибольшую известность имеет Бахарденская пещера, находящаяся на северном склоне Копет-Дага в Туркмении. В ней обитают летучие мыши и птицы: голубь, клушица, сизоворонка. Особенно много летучих мышей, которых было, по подсчетам 1926 г., — 37,5 тыс., а 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.

В пещере на полу имеются скопления гуано летучих мышей и птиц, которые занимают площадь 1320 м<sup>2</sup>. Наибольшее скопления

<sup>1</sup> Первоначально опубликовано: Г. А. Максимович. Фосфориты пещер. Пещеры, вып. 1, стр. 53—62, Пермь, 1961. Печатается с дополнениями.

гуано наблюдаются в средней и самой темной западной частях пещеры перед озером, где мощность их достигает 1,5 м. Общий запаса гуано определен в 670 м<sup>3</sup> весом около 750 т. А. Д. Нацкий (1918) писал, что в начале XX века эти залежи использовались для удобрения участков при станциях железной дороги.

В Пермской области летучие мыши обнаружены в Дивьей и Пашийской пещерах. Е. В. Ястребов (1958) ничего не упоминает в своей работе о гуано летучих мышей. О наличии этих мышей, внезапно покинувших пещеру, он сообщил нам устно. С. П. Ермаков (1957) указывает на наличие летучих мышей в Пашийской пещере, которые здесь зимуют. Обитают они, по-видимому, в гроте Летучих мышей, где должно быть и гуано. Определалось же только содержание гумуса, которое в этом гроте составляет 1,13—2,28 %. Много костей летучих мышей в гроте Большом. Грунт бурно вскипает от соляной кислоты. Содержание гумуса — 1,45—1,53 %. Сведений о запасе гуано в Пашийской пещере не приводится.

Скопления костей животных были обнаружены в кизеловской Медвежьей пещере (Г. А. Максимович и К. А. Горбунова, 1958, стр. 74). В этой пещере, протяжением до 200 м, открытой в 1954 г. на окраине г. Кизела при разработке известняка, было собрано 5000 костей, принадлежащих 18 видам 307 животных (О. Н. Бадер, 1959; Н. К. Верещагин, 1957). Они поступили в коллекции Зоологического института АН СССР и других научных учреждений.

В районе Кара-Тепе (западный отрог Зеравшанского хребта) в небольшой пещере на горе Бобо-Томи, населенной голубями и стрижами, дно на площади 48 м<sup>2</sup> покрыто птичьим гуано. Последнее образует пирамиды высотой до 1,5 м. В пещере Узгу на горе Уйтон-Тоги, также населенной голубями, стрижами и воробьями, на полу имеется птичье гуано, залегающее слоем толщиной 22—25 см на площади 20 м<sup>2</sup> (М. Абдужабаров, 1961).

Г. А. Ярмек (1959) сообщает о находке фосфоритов в одной из пещер Казахстана.

На Алтае по р. Чарышу в верхней Усть-Чигирской сквозной пещере, длиной 50 м, где обитают десятки тысяч летучих мышей, пол почти повсеместно покрыт гуано слоем в 10—15 см (М. О. Розен, 1953).

Несомненно, пещерные фосфориты имеются и в других пещерах СССР, но данными об этом мы не располагаем.

Значительно больше данных о пещерах Чехословакии где эти фосфориты хорошо изучены.

Академик Р. Кеттнер (1948) подробно изучил гуано летучих мышей в пещере Домица в Южнословацкой карстовой области (Г. А. Максимович, 1959). В этой пещере, протяжение которой и территории Чехословакии около 7 км, живет огромное количество летучих мышей. Они относятся к семи видам. На месте их обитания за много столетий образовались кучи гуано высотой до 1,5 м с диаметром



основания 2,5—2,7 м. По отдельным гротам пещеры Р. Кеттнер приводит такие данные:

| Грот           | Высота холмика, м | Основание холмика, м | Температура на глубине |       |
|----------------|-------------------|----------------------|------------------------|-------|
| Пралес         | 1,3               | 3,5×4,5              | 10 см                  | 12°,0 |
|                |                   |                      | 70 см                  | 12°,3 |
|                |                   |                      | В основании            | 11°,3 |
| Концертный зал | 1,1               | 3×4                  | 10 см                  | 11°,3 |
|                |                   |                      | 50 см                  | 11°,2 |
|                |                   |                      | В основании            | 10°,0 |
| Лес пальм      | 1,3               | 4×3                  | 10 см                  | 11°,6 |
|                |                   |                      | 70 см                  | 11°,4 |
|                |                   |                      | 10 см                  | 11°,1 |
| Дом            | 0,5               | 2×3,5                | 30 см                  | 11°,0 |
|                |                   |                      | В основании            | 10°,2 |

Гуано находится либо прямо на полу пещер, либо на натечных образованиях пола, сталагмитах. Внизу оно слеживается, а в верхних частях пополняется.

В результате геохимических процессов образуются новые соединения, специфические для данной области. Гуано в пещере Домица не истлевает, так как солнечные лучи в нее не проникают, а содержание влаги и температурные условия мало изменяются. Разложение его идет особым путем. Фосфор и сера, играющие в процессе разложения главную роль, дают начало растворам серной и фосфорной кислот, которые действуют на карбонатные и другие породы пещеры, лежащие под слоями гуано (известняки пола пещеры, известковые натечные образования, материал сталагмитов и отчасти сталактитов).

Под действием просачивающихся через гуано растворов образуются гипс и коллофанит. Смесь этих минералов залегают под гуано в виде слоя белого, кашеобразного материала.

На наклонных плоскостях, на известковых натеках и на сталагмитах под слоем гуано, гипса, коллофанита образуются нежные кристаллические инкрустации белого цвета. В них Я. В. Кашпар обнаружил кислую водную соль фосфорнокислого кальция — брушит  $\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . Геохимические процессы, происходящие в Домице в гуано и подстилающих известняках, были подробно исследованы Я. В. Кашпаром (1934, 1940).

Химические процессы, происходящие при разложении гуано, сопровождаются разведением известковых натеков пещеры. Под кучками гуано образуются своеобразные углубления в виде горшков. В мировой спелеологической литературе до открытия в пещере Домица не было упоминаний об этом явлении. «Гуановые горшки», образующиеся в результате коррозии сталагмитов, были нанесены на детальный план пещеры. Их насчитано свыше ста пятидесяти,

В пещере Домина известны и другие формы фосфатной коррозии — сталагмиты, разъеденные гуано на периферии и имеющие вид причудливых столбиков, заметно отличающихся по внешнему виду от нормально развитых сталагмитов.

В пещерах гуано отлагалось неравномерно и образовало отдельные бугры конической формы. Р. Кетнер (1948) подметил, что кучи обыкновенно встречаются под сталактитами с боковыми отростками. Летучим мышам прикрепляться к ним легче, чем к натека с гладкой поверхностью. Большие бугры гуано находятся также под сбросовыми зонами в известняках, где горные породы разнообразнее. При выветривании и коррозии здесь образуется множество, удобных бугорков, на которых стаи летучих мышей могут легко прикрепляться для зимней спячки.

Гуано имеется также в Ясовской, Ардовской (Е. Буреш и Я. Водехнал, 1937) и других пещерах Чехословакии.

Гуано летучих мышей пещеры Большая барсучья нора близ Яворжичко на р. Мораве и пещеры Темная скала в Малых Карпатах исследовано Б. Хрушка (1958).

Химический состав гуано следующий (в %)

| Пещеры: | H   | C    | N   | O    | P   | S   | Зола |
|---------|-----|------|-----|------|-----|-----|------|
| Ясов    | 3,9 | 30,3 | 6,6 | 29,3 | 2,9 | 0,8 | 26,2 |
| Домица  | 4,3 | 25,1 | 7,4 | 22,2 | 3,6 | 1,8 | 35,5 |

В золе оказалось (в %):

|        | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO  |
|--------|------------------|--------------------------------|------|
| Ясов   | 58,3             | 16,8                           | 4,3  |
| Домица | 29,7             | 17,2                           | 23,1 |

В водном растворе гуано из Домицы (растворение в течение пяти минут в воде, имеющей температуру 18°) Я. Кашпар установил содержание SO<sub>3</sub> — 2,25 % и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 4,04 %.

Гуано в Яворжичской пещере образует бугры высотой 20—30 см, а в пещере Темная скала — нагромождения у стен в виде полуконусов высотой 20 сантиметров.

Химический анализ вытяжки 20 % горячей соляной кислотой дал следующие результаты:

|                                | I<br>Темная скала | II<br>Яворжичко |
|--------------------------------|-------------------|-----------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 0,169             | 0,169           |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,135             | 1,558           |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,704             | 7,827           |
| R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 1,839             | 9,385           |
| MnO                            | Следы             | 0,039           |

|                               | I            | II        |
|-------------------------------|--------------|-----------|
|                               | Темная скала | Яворжичко |
| CaO                           | 0,836        | 8,622     |
| MgO                           | 0,440        | 0,354     |
| K <sub>2</sub> O              | 0,023        | 0,090     |
| Na <sub>2</sub> O             | 0,046        | 0,172     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 0,385        | 3,650     |
| SO <sub>3</sub>               | 1,719        | 1,837     |
| Растворимая часть             | 7,296        | 33,709    |
| Нерастворимая часть           | 92,704       | 66,291    |
| Потеря при прокаливании       | 85,227       | 76,522    |
| Зола                          | 14,773       | 23,478    |
| Органическое вещество         | 71,836       | 59,016    |
| Гигроскопическая вода         | 12,831       | 11,902    |
| Сухое вещество                | 87,169       | 88,098    |
| N (по Келдалу)                | 9,528        | 8,333     |
| CaCO <sub>3</sub>             | 0,992        | 10,044    |

Причинами значительного различия в химическом составе Б. Хрушка считает различное содержание зольных веществ и карбоната кальция и разную степень распада и минерализации гуано. В пещере Яворжичко гуано более древнее и разложившееся. Некоторую роль, возможно, играет и первоначальное вещество. Это связано с тем, что питание различны; видов летучих мышей несколько различно.

В Румынии известны отложения гуано в пещере Циокловина (область Хунедоара), которые описаны и упоминаются в работах Г. Хоружицкого (1915), Г. Примица (1890), И. Шадлера (1929), З. Шретера (1917) и Г. Юстина (1934). И. Шадлер дал его минералого-петрографическую характеристику.

В пещерах области Тимишоара также установлены залежи гуано-фосфатов. В пещере Попикова (район Оршоа) известна залежь с запасами 200—250 т, содержащая общего фосфора 2,7—22,7 %, а фосфора, растворимого в лимонной кислоте, — 1,77—7,18 %. В пещерах района Решица (бассейн р. Караш) найден материал в менее разложившемся состоянии. Содержание фосфора в пещерах от 0,85 до 14,37 %. Фосфаты могут быть использованы как местное удобрение (И. Стайку, В. Брату, Г. Сырбу, 1957).

В Австрии основные месторождения пещерных фосфоритов известны в Штирии, причем наиболее крупные из них в Драхенхеле (пещера Дракона), около Миксница.

Пещера приурочена к коралловым известнякам среднего девона, которые несогласно залегают на кристаллических сланцах. Пещерные отложения относятся главным образом к нижнемиоценовому времени, но, по-видимому, образование их продолжалось до голоцена, так как в одной из пещер фосфатизированные земли покрывали стоянку неолитического человека.

В основании фосфоритоносных пород залегают не содержащие фосфора глины, пески и гравий. Стратиграфически более молодыми

являются фосфоритоносные пески, глины и костяные брекчии которые переотложены текучими водами. Интересно, что костяные брекчии часто цементируются известью сталагмитов.

Фосфоритовые отложения представляют собой рыхлые пески глинистые или землистые породы, обычно красно-бурого цвета, имеют следующий химический состав (в %):  $P_2O_5$  22—25;  $SiO_2$  22—27;  $Al_2O_3$  5,8—2,0;  $Fe_2O_3$  2,4—5,0;  $CaO$  28—32;  $CO_2$  2,0—2,8;  $K_2O+Na_2O$  1,76—0,7. Из примесей содержатся кварц, глинистое вещество, лимонит, гипс, слюда и органическое вещество.

В Греции в пещере Марония около Траса (о. Эвбея) добывается гуано (Ф. Тромб, 1952).

В южных районах Франции (область Керси) развиты с образные фосфоритовые образования в известняках верхней и с ней юры. Они заполняют трещины и карстовые пустоты в известняках. Эти пустоты представляют собой небольшие карманы и воронки глубиной до 2 м, карстовые колодцы и котловины диаметром до 60 м. Встречаются также крупные вертикальные трещины глубиной 100 м и более, прослеженные на 600 м и более по простирацию (Каржак, Сент Жан-де-Лер). Стенки трещин имеют следы размыва и растворения и часто покрыты порошкообразным кальцитом с сильно выветрелым известняком под ними. Обычно они заполнены глинистым или мергелистым материалом с желваками фосфорита иногда значительных размеров. В отдельных случаях наблюдают мелкие зерна фосфорита, образующие подобие фосфоритного песка. Фосфориты Керси это обычно серая или белая, реже голубая порода с характерной конкреционной структурой. В изломе она имеет полосчатое строение и внешне сходна с кремнем или агатом. Содержание  $P_2O_5$  очень высокое: в месторождении Пендарк оно составляет 33 %, в Ламандине — 37 %, в Лоте — 29 %.

В заполненных фосфоритом пустотах часто встречаются окисленные минералы марганца, которые чередуются с фосфатными кальцитовыми зернами. В некоторых пустотах отмечены пизолит бурого железняка, образующие подобие конгломерата, сцементированного фосфатом.

Фосфоритоносные отложения содержат обильную фауну млекопитающих третичного возраста.

В пещере Д'Оршез (Луар и Шер) описан зал «Гуано», названный так по встреченным залежам (Ж. Мовиссо и Ф. Рено, 1959). В последней сводке С. Делл'Ока (1962) приводятся обширные списки пещер Италии, где имеются гуано или фосфориты. Гуано имеется в пещерах Кастро (Апулия) Зинзилеса, Пертоза, Дяволо (Сассари), Бузо дель фрате (Брешия), Спипола (Болонья) Фосфориты имеются в пещерах Сен Бернардино Маджоре, Арма дель Агуа, Арма дель Морта (Лигурия), Берковей (Пьемонт).

В Португалии в наиболее крупной пещере горного массива Гико пол покрыт глинистыми отложениями и гуано летучих мышей (С. А. Феррейра, Г. А. Фрейтас, К. Л. Набаис, 1957). Фосфориты есть во многих пещерах Африки. В качестве примера укажем пещеры в известняках и конгломератах горы Элгон, находящейся на границе Уганды и Кении, где имеется много гуано. В Танганьике гуано есть в пещере Сонгве (А. М. Спурр, 1954). В пещере Улстер (Ю. Родезия) пол покрыт гуано летучих мышей (Д. А. Доддс, 1960).

В Китае в пещере Тундзяньян, в 16 км юго-восточнее г. Лючжоу (Гуанси), фосфориты разрабатывались. При этом были обнаружены кости млекопитающих, а также череп и скелет человека (В. Ю-Кань, 1959).

В Северном Вьетнаме В. Нейман (1958) описал месторождения фосфорита в пещерах. Близ железной дороги Ханой — Китай около Тань-Мои пещера в пермокарбоневых известняках содержала 30 тыс. т фосфоритов, которые давно выработаны. Южнее Ханоя около Тань-Хоа в большой пещере Тхонг-Баи добыто 5000 м<sup>3</sup>, или около 10—12 тыс. т фосфата. Большая часть его находилась в главном гроте размером 80×45 м и имела мощность до 15 м. Много других меньших пещер характеризуется малой высотой и разветвленностью ходов.

В небольшой пещере Уи Бан в районе Ланг-Сон близ китайской границы во рве между стенами из известняка находится фосфатизированная земля, две пробы которой показали содержание 18 и 19 %  $P_2O_5$  с 0,5 и 4,8 % фосфата, растворимого в лимонной кислоте.

Примером заполнения пещеры-трещины в южной части Вьетнама может служить месторождение Кхе-Нет. Пещера представляет расширенную тектоническую трещину в массиве известняка длиной 230 м и шириной 2—3 м. Пол ее на 2—3 м покрыт землистым фосфатом, содержащим 14—16 %  $P_2O_5$  и 0,7—4 % фосфата, растворимого в лимонной кислоте.

В маленьком массиве известняков около Пху Ле находится расширенная карстом трещина, заполненная фосфатизированной землей с содержанием  $P_2O_5$  11 % и 6,7 % фосфата, растворимого в лимонной кислоте.

В Восточной Австралии гуано летучих мышей известно в пещерах Олсен, находящихся в одиночном карстовом холме тропического типа, высотой 30—50 м и длиной около 100 м. Узкие и низкие ходы пересекают его на разной высоте, образуя многотажную систему пещер. Пол их на несколько метров высотой покрыт гуано летучих мышей, смешанным с элювиальной глиной и натечной известью. Многие вертикальные слепые колодцы и ходы пещер заполнены глинистым фосфатом с известью. В пещерах обитают сотни и тысячи летучих мышей, которые своим писком и запахом отпугивают экскурсантов. По данным Я. В. Данеша (1915), фосфаты этой пещеры

могут служить местным удобрением. Сталактитов и сталагмитов в пещере не так много. Летучие мыши имеются в Чиллаго и других пещерах Австралии.

В нескольких пунктах Нового Южного Уэльса известны пещерные фосфориты. Они представлены гуано, костяными брекчиями и фосфатизированными известняками. Наиболее значительные залежи были известны в пещерах Вельмингтона в окрестностях Косс и в округе Инверелл. Все они выработаны (Е. В. Орлова, 1951 В Америке пещерные фосфориты имеются во многих пещерах США, Мексики, Панамы, Доминиканской республики (о. Гаити), Кубы и других.

В США, где гуано известно во многих пещерах, наибольшие скопления — 100 000 тонн находятся в Карлсбадской пещере (штат Нью Мексико). Значительно меньше его в пещере Пирамидлэк штате Невада. В Т-образной пещере в Бланко (Тексас), заселенной летучими мышами, пол покрыт гуано. В Папоротниковой пещере в этом же штате плоские полы покрыты гуано. Слой гуано ранее был мощным, но промышленники вывезли его как удобрение (В. Хелмер, 1958).

На острове Куба в горах Сьерра-де-Кубитас пещера Куэвадель-Сирколо содержит мощные толщи гуано летучих мышей, используемого в качестве удобрения. В провинции Лас-Вильяс в пещере Колон, находящейся на побережье мыса Кагуанес, также много гуано (А. Н. Хименес, 1960).

На острове Барбуда в Карибском море близ Венесуэлы известны залежи гуано в пещерах среди известняков (Е. В. Орлова, 1951). Фосфатизированные подстилающие известняки содержат жилы вторичного фосфорита. Вероятно, это обычные островные фосфориты в карстовых понижениях на поверхности, а не в пещерах. Ошибка произошла, по-видимому, из-за неточного перевода.

Мы рассмотрели пещерные фосфориты некоторых карстовых районов Европы, Азии, Австралии и Америки. В большинстве случаев они приурочены к горизонтальным и наклонным пещерам. Исключением являются фосфориты острова Барбуда, которые являются, по-видимому, обычными островными и отнесены к пещерным по недоразумению. Свообразны фосфориты Керси, которые наблюдаются как на поверхности, так и в глубине карстующегося массива. Это особый поверхностно-подземный тип. Вглубь они попали по вертикальным пещерам и трещинам.

Возраст пещерных фосфоритов большей частью четвертичный и современный. Часть фосфоритов пещеры Дракенхеле в Австрии имеет третичный возраст. Фосфориты Керси главным образом третичные, а часть, возможно, образовалась в конце мелового периода.

В большинстве пещер преобладает гуано летучих мышей, в некоторых (пещеры района Кара-Тепе) — птичье гуано. Гуано летучих мышей обуславливает фосфатную и сульфатную

коррозию известняков и натечных образований. Этот процесс, по-видимому, имеет место и на океанических островах под залежами птичьего гуано.

Костяные фосфориты, переданные в зоологические музеи, были обнаружены в кизеловской Медвежьей пещере. Особенности накопления костных остатков в пещерах рассмотрел И. М. Громов (1955). Костяная брекчия установлена в пещерах Драхенхеле в Австрии, Нового Южного Уэльса в Австралии и других.

Запасы пещерных фосфоритов обычно невелики и исчисляются сотнями тонн. Наибольшие запасы — тысячи тонн, уже выработанные, были в пещерах Австрии, Вьетнама и США (Г. А. Максимович, 1960б). Пещерные фосфориты могут быть использованы как местное удобрение.

### СЕЛИТРА ПЕЩЕР

Скопления биогенной селитры в пещерах в известняках играют незначительную роль. В 1930 г. автор обследовал ряд таких пещер в меловых и юрских отложениях на Северном Кавказе в бассейне р. Аргун и других рек. Селитра, возникшая в результате разложения продуктов жизнедеятельности животных в виде выцветов и корочек на полу пещер с максимальным содержанием  $N_2O_3$  — 0,83—5,95 % наблюдалась лишь там, где есть следы пребывания скота. Имеется селитра и в пещерах Средней Азии. В Сибири на р. Белом Июсе известна Селитряная пещера. Селитра в ней выработана.

В США ничтожное количество нитратов известно пещерах южных и западных районов. Их называют пещерным нитратами (А. М. Бэтман, 1949). Имеются они в пещере Синнет и 19 небольших других в штате Виргиния, в Мамонтовой и 23 других пещерах Штата Кентукки, в пещере Вайндотт штата Индиана которая в начале прошлого столетия называлась селитренной (в ней добывалась селитра для изготовления пороха). Известна селитра и в других пещерах.

Пещерный лед освещен в главе IX. Гидротермальные и другие аллохтонные отложения будут частично охарактеризованы в томе II. Антропогенные отложения культурного слоя пещеры являются объектом изучения археологии.

## ГЛАВА ДЕВЯТАЯ

### ПЕЩЕРНЫЕ ЛЬДЫ<sup>1</sup>

Лед пещер представляет наименее изученную разность криосферы. Пещеры, в которых происходит скопление льда, называются ледяными, или пещерами-ледниками.

Пещеры-ледники известны человечеству, вероятно, давно. Литературные сведения о них начинаются с XVI века.

В СССР одно из первых описаний ледяных пещер России находим в «Книге Большому Чертежу», где после основного текста: «Ниже Тетюш 200 верст на Волге от усть реки Камы город Самара. А по нагорной стороне по Волге от усть реки Свияги и до усть реки Самары, и до Царицына берегом горы» — имеется интересное дополнение редактора: «Юрьевы, и Девичьи, и Змеовые, и Коровяиные горы белого камня: а в горах Юрьевых в полгоры от Волги пещоры, а в них озера ледяные».

Юрьевы горы находятся на правом берегу р. Волги километрах в пяти ниже с. Красновидова. Около этого села упоминается значительная пещера, имеющая более 70 м (35 саж.) глубины.

На основании анализа рукописи установлено, что указанное упоминание о ледяных пещерах на Волге может быть датировало 80 годами XVII века, т. е. 1689—1690 гг. (Г. А. Максимович, 1952), В 1720—1723 гг. В. Н. Татищев изучал Кунгурскую пещеру (К. А. Горбунова, 1961; А. Н. Иванов, 1958).

Ф. И. Страленберг (1730) ни в описании, ни на плане Кунгурской ледяной пещеры ничего не говорит о льде. Описание и план, как и многое в его работе, взяты из каких-то русских источников, в данном случае недостоверных. Это видно из того, что в то же время (1723—1734) В. И. Геннин описывает Кунгурскую пещеру, ледяные сталагмиты, и ее ледяные кристаллы (иней), нависающие «куркозными видами на поларшина». Описание это, датированное 1735 г., было издано только через 200 лет (В. де-Геннин, 1937).

В 1733 г. Кунгурскую пещеру описывает И. Г. Гмелин, а во время путешествия по Сибири в 1735—1740 гг. он среди пещер отмечает ледяную на р. Енисее выше Красноярска (И. Г. Гмелин, 1751—1752). Несколько позднее, в 1745 г., грузинский географ Вахушти

<sup>1</sup> Первоначально опубликовано: Г. Л. Максимович. Пещерные льды. Известия Всес. геогр. о-ва, т. 79, № 5, стр. 537—549, 1947. Печатается с дополнениями, но новейшая литература, не полностью использована.



в своем «Географическом описании Грузии» отмечает пещеру со льдом Хорхеби. По исследованиям Л. И. Маруашвили (1949), это оказался естественный колодец в базальте глубиной не менее 12 м с прозрачным льдом па стенках и дне.

Ледяные пещеры были известны и М. В. Ломоносову. В работе «Слово о рождении металла от трясения земли», относящейся к 1757 г., он, ссылаясь на Ж. Ф. Ш. Коссиньи (1745), описывает лед Безансонской пещеры во Франции. Температура в этой пещере  $-1^{\circ}$ , и просочившаяся летом через свод вода на дне образует ледяные сталагмиты (М. В. Ломоносов, 1949).

Много данных о ледяных пещерах нашей родины дали академические экспедиции 1768—1773 гг. В 1768 г. описывает Кунгурскую ледяную пещеру И. П. Фальк, в 1770 г. — И. И. Лепехин. Н. П. Рычков описывает Иксскую пещеру (1770), которую через 180 лет вновь описал Б. В. Васильев (1949). Индерские пещеры-ледники описал во время своего путешествия в 1769 г. П. С. Паллас.

В Западной Европе первые наблюдения над пещерами-ледниками были приведены в письме 1584 г., опубликованном в 1586 г. После работ Ж. Ф. Ш. Коссиньи можно упомянуть наблюдения женеvского физика Ораса Соссюра в 1771 г. (Г. А. Максимович, 1945, 1947). В последнее время И. Кунски (1939) описывает ледяные натёки, а А. Дроппа — ледяные пещеры Словакии.

Не останавливаясь на истории изучения ледяных пещер, материалы для которой до 1946 г. приведены в сводной работе автора (Г. А. Максимович, 1947), укажем, что интерес к основной их особенности — льду — появился только в последние два-три десятилетия.

В СССР лед Кунгурской пещеры изучают в 1928—1930 гг. В. Я. Альтберг и В. Ф. Трошин, в 1936 г. — М. П. Головкин, в 1934—1950 гг. — Г. А. Максимович и Г. Г. Кобяк. В. П. Маслов в 1934 г. и Н. А. Гвоздецкий в 1950 г. описывают лед Балаганской пещеры, В. Н. Махаев в 1939 г. описывает ледяную пещеру Абогыджэ. Автор (Г. А. Максимович, 1945, 1946, 1947) даёт классификацию пещерного льда, его описание, методику изучения. А. В. Ступишин (1959) обстоятельно характеризует лед пещер Среднего Поволжья.

Из зарубежных отметим только две пещеры: Айсризенвельт и Кастере.

Пещера Айсризенвельт в Австрии, с входом, находящимся на высоте 1664 м, протяжением 42 км, имеет в передней части на Участке длиной 1 км нагромождения льда площадью в 30 000 м<sup>2</sup>. В Пиренеях, на территории Испании, в районе горы Монте Пердито (по-французски Мон Пердю), в провинции Уэска на высоте 2700 м находится ледяная пещера Кастере, названная в честь открывшего ее французского спелеолога. В пещере, на глубине 120 м, находится покровный лед на площади в несколько тысяч квадратных метров,

а также имеются ледяные нагромождения, колонны и ледяное озеро (Н. Кастере, 1951).

Пещерный лед представляет значительный интерес. Под землей на сравнительно небольшом участке имеется лед самого различного происхождения. Здесь встречаются очень крупные кристаллы льда, одни из наиболее крупных на земном шаре. В пещерах имеются сталактиты, сталагмиты и ледяные колонны, достигающие нескольких метров в высоту. В отличие от периодически появляющихся и исчезающих ледяных сосулек на земной поверхности некоторые сталактиты и сталагмиты пещер многолетни.

Пещерные озера иногда покрыты льдом. Лед покрывает стены пещеры и их пол. Покровный лед на полу пещер отличен по своему строению и происхождению как от озерного, так и от фирнового или глетчерного льда. Пещерные льды отличны от наземных. В пещерах — этой своеобразной природной лаборатории — можно производить наблюдения над кристаллизацией льда.

## **МОРФОЛОГИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПЕЩЕРНЫХ ЛЬДОВ**

В пещерах, в которых господствуют отрицательные температуры, наблюдаются различные формы льда. Они отличны не только по форме и строению, но и образуются разными путями, причем обладая различным химическим составом.

В ледяных пещерах имеются следующие разновидности льда: ледяные кристаллы, сталактиты, сталагмиты, колонны, кора обледенения, покровный лед и озерный лед. Не все они еще достаточно изучены.

**Ледяные кристаллы.** Своеобразной формой пещерного льда являются кристаллы (рис. 47). Одиночные кристаллы достигают 1—2 см и более в поперечнике. Сложные сросшиеся кристаллы имеют до 30 см в поперечнике, а в Балаганской пещере отмечены гирлянды длиной до 0,5 м и шириной до 5 см. Это самые крупные из земных, за исключением сталактитов, кристаллы льда.

**Возраст.** Вне зоны вечной мерзлоты ледяные кристаллы появляются периодически, главным образом весной. Летом они обычно падают на пол пещер и тают или превращаются в покровный лед. В зоне вечной мерзлоты имеются и многолетние кристаллы.

**Твердость.** Кристаллы очень хрупкие, что делает невозможным гониометрически их исследовать.

**Цвет.** Кристаллы обычно прозрачны. При срастании нескольких простых кристаллов они становятся молочными, полупрозрачными.

Химический состав кристаллов зависит, по-видимому, главным образом от состава пород, к которым эти кристаллы прикреплены. Они бывают прикреплены также к покрывающей породы

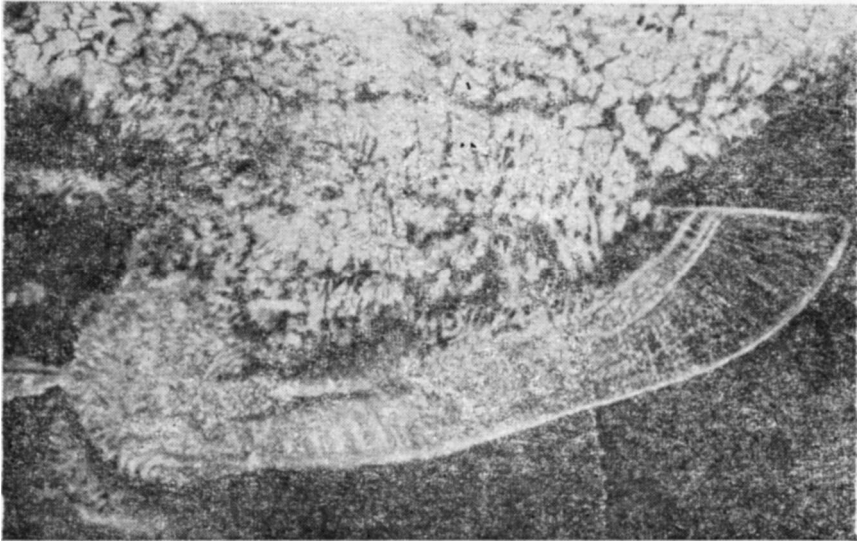


Рис. 47. Ледяные кристаллы в Кунгурской пещере на Урале.

коре обледенения или же к ледяным колоннам (Добшинская пещера, Чехословакия). В этом случае, вероятно, состав кристаллов зависит от льда, на котором они прикреплены. В Кунгурской ледяной пещере лед кристаллов гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевый и слабо минерализован — 44,1 мг/л. В Сухой пещере из группы Сюкеевских в Татарии он сульфатно-кальциевый с минерализацией 226—299 мг/л (табл.32).

Разновидности. Ледяные кристаллы весьма разнообразны. Они имеют грибовидную, скелетно — П-образную, прямоугольно-пластинчатую, тригонально-призматическую, шестиугольно-пластинчатую, шестиугольно-спирально-коническую и многие другие формы. Ледяные кристаллы, сцепляясь, образуют цепи, люстры, чаши цветов и т. д. Наибольших размеров достигают воронкообразные шестигранные пирамиды. Они прикреплены вершинами, пусты в середине и, имея открытое основание, напоминают чаши цветов с шестью сросшимися лепестками. Такие «цветы» имеют в поперечнике 30 см. Длина свисающих со свода пещер цепей достигает 50 сантиметров.

Происхождение кристаллов атмосферное, представляет собой результат перехода паров воды непосредственно в лед (при температуре и давлении ниже тройной точки). Сублимация происходит наиболее интенсивно при температуре, близкой к 0°, и при незначительном движении воздуха, насыщенного парами (или при отсутствии движения). Вследствие этого ледяные кристаллы чаще

всего образуются в расщелинах пещер, боковых плохо вентилируемых ходах в периоды равновесия. В последнем случае весной зимний ток холодного воздуха в пещеру почти прекращается.

Местонахождения ледяных кристаллов СССР — Кунгурская и Каменская пещеры Пермской области, Илецкие пещеры в г. Илеце, Балаганская пещера у г. Балаганска, пещера Абогыджэ у ст. Ципанда и другие; вне СССР — Добшинская пещера в Чехословакии и другие.

**Сталактиты.** Вода, проникающая по трещинам и пустотам в ту часть пещеры, где температура ниже  $0^{\circ}$ , превращается в лед. Замерзая, она образует ледяные сталактиты сосулецевидной формы, длина которых зависит от расстояния между потолком и полом пещеры. Некоторые сталактиты достигают двух, трех, редко более (6,2) метров в длину. Наибольший диаметр сталактитов обычно в месте их прикрепления. Окончание их остроконечное. Поперечное сечение округлое, овальное, эллиптическое или более сложное, причем для различных частей оно разное. Диаметр ледяных сталактитов от 1—2 до 5—7 и даже до 20—30 см и более.

Возраст. Сталактиты могут быть однолетними и многолетними. Каждый однолетний сталактит представляет, по М. П. Толовкову, один одноосный оптически положительный кристалл. Оптическая ось у сосул на наклонной стенке может не совпадать с линией длины. Эти сезонные сталактиты образуются в тех частях пещер, где зимой господствует отрицательная температура, а в теплое время года — положительная. Это так называемая переходная зона между холодной и теплой частями пещеры. В холодной части пещеры и особенно в пещерах в зоне вековой мерзлоты образуются многолетние сталактиты, диаметр поперечного сечения которых достигает 30 см и даже более. Они представляют результат кристаллизации воды в периоды поступления влаги в более холодное время года, чередующегося с частичным таянием под влиянием тока теплого воздуха в теплое время. В результате многолетние сталактиты оказываются состоящими из послойно расположенных удлинённых субгедральных кристаллов, ориентированных оптическими осями параллельно длине сталактита. Многолетние сталактиты, по М. П. Головкову, обладают мостовой структурой. Возможно, что со временем по петрографической структуре сталактитов можно будет решать вопрос о их возрасте.

Твердость. Однолетние сталактиты тверды. Наружный слой многолетних сталактитов в пещерах с переменным движением воздуха часто пористый и полурыхлый, особенно летом. Это объясняется выветриванием их под влиянием тока теплого воздуха.

Цвет сталактитов различный. Имеются совершенно прозрачные разности, матово-белые, молочно-белые, с различными оттенками голубоватого и зеленоватого цветов. Однолетние, особенно тонкие сталактиты, прозрачны; многолетние — матовые, молочно-белые.

В часто посещаемых пещерах, где экскурсанты применяют факелы, сталактиты приобретают серую окраску от примеси сажи.

Газовые включения наблюдаются во льду сталактитов, однако систематических наблюдений нами не производилось. Нет данных о величине пузырьков и составе газа.

Химический состав различен. Вода сталактитов содержит от 0,04 до 2,1 г/л растворенных веществ. В пещерах, приуроченных к известнякам и доломитам, среди растворенных веществ преобладают  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ , в пещерах, в гипсе и ангидрите —  $\text{CaSO}_4$ . По химическому составу лед сталактитов делится на пресный и солоноватый. Солоноватый или минерализованный лед содержит более 1 г/л растворенных веществ. Пресные льды приурочены к пещерам в известняках, а солоноватые установлены нами в Кунгурской пещере и, по-видимому, характерны для гипсов.

Разновидности. Ряд сталактитов, расположенных вдоль трещины, получил название ледяного занавеса.

Происхождение ледяных сталактитов — водородное, в результате перехода воды в твердую фазу.

Местонахождения сталактитов: СССР — Кунгурская пещера, Каменская пещера (Кунгурский район), Глухая (Вашкурский район Пермской области), Илецкие пещеры в г. Илецке, Б. Бузлук в Крыму, Балаганская пещера около г. Балаганска, пещера Абогыдже (берег р. Май); вне СССР — пещера-ледник Деменова с ее сталактитами до 6,2 м в длину и 0,93 м диаметром и Добшинская пещера в Чехословакии.

**Сталагмиты** образуются в холодной части пещер как под сталактитами, так и без них на полу гротов и проходов пещер (рис. 48). Длина их от 0,30—1,0 до 6 м. Профиль поперечного сечения бывает, как и у сталактитов, округлым, эллиптическим или более сложным. Диаметр — от 0,10—0,5 до 1,5 м, изменяется по вертикали. В некоторых пещерах иногда сталагмиты развиты больше, чем сталактиты (Кунгурская пещера).

Возраст. Как и сталактиты, сталагмиты бывают однолетние и многолетние. Структура их микроскопически не изучена, но вероятно аналогична структуре сталактитов. Однолетние сталагмиты свойственны переходной зоне. Некоторые многолетние сталагмиты имеют, по-видимому, возраст более сотни лет (грот Полярный Кунгурской пещеры).

Твердость сталагмитов зависит от возраста и времени года, причем она не одинакова для различных их частей. Твердые однолетние сталагмиты и внутренние части многолетних. Рыхлая поверхность образуется под влиянием тока теплого воздуха.

Цвет прозрачный, матово-белый, молочно-белый с различными оттенками. Зависит от возраста, включений воздуха, примесей.

Газовые включения имеются в виде пузырьков; не изучены.

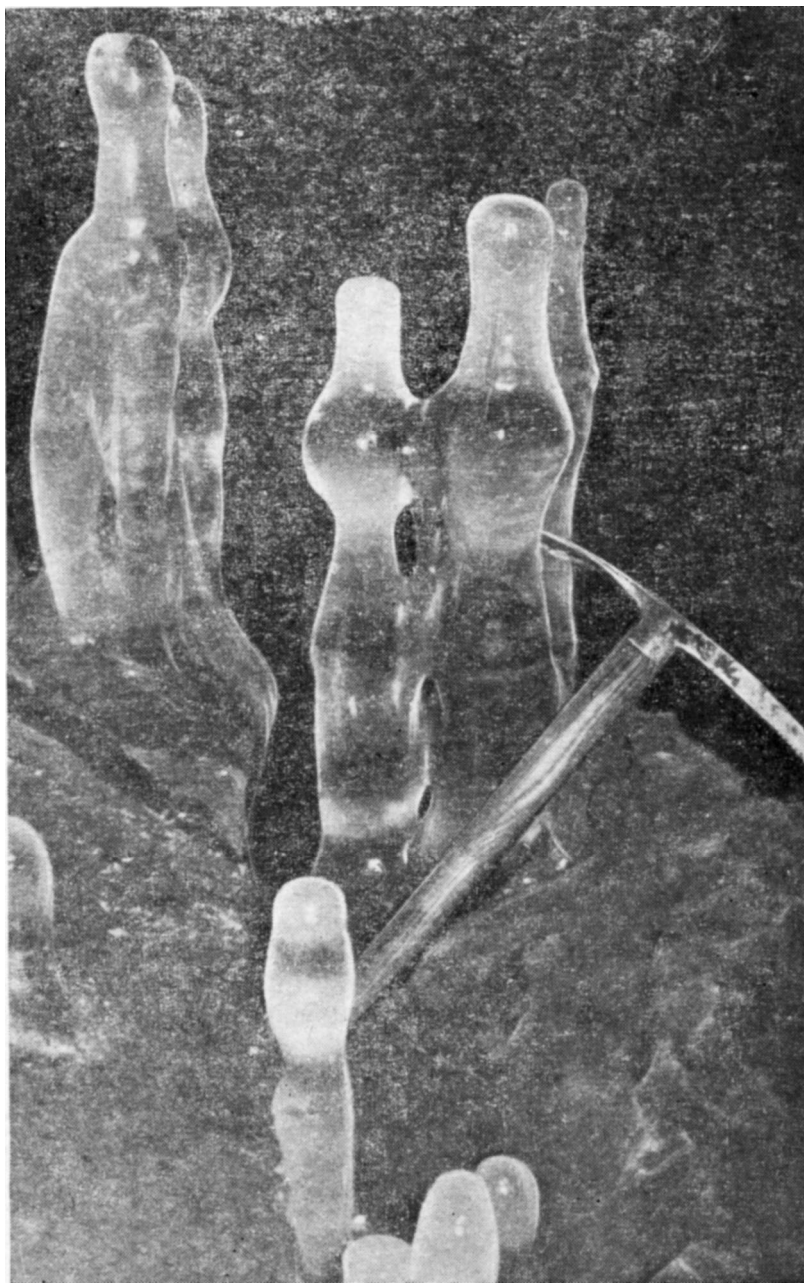


Рис. 48. Ледяные сталагмиты пещеры Глухой на р. Чусовой (Урал).  
Фото В. С. Васюкова.

Химический состав такой же, как и у сталактитов; бывают пресные и солоноватые сталагмиты (табл. 32).

Разновидности весьма многочисленны и различаются по форме. Лед образует сахарные головы, грибы, барабанные палочки, чаши, вазы. Наиболее значительный из известных в СССР сталагмитов, диаметром около 1,5 м, представляющий результат слияния ряда отдельных сталагмитов в виде чаши, был до 1938 г. в гроте Полярный Кунгурской пещеры. Далее он слился с находившимися над ним сталактитами и превратился в ледяную колонну колоколовидной формы.

Происхождение—водородное, в результате перехода воды в твердую фазу.

Местонахождения: СССР — Кунгурская пещера, Каменская пещера (Кунгурский район), Глухая (Вашкурский район Пермской области), Илецкие пещеры в г. Илецке, Балаганская пещера около г. Балаганска, пещера Абогыджэ (берег р. Дай); вне СССР — ледяная Деменовская и Добшинская пещеры в Чехословакии.

**Колонны.** Ледяные колонны или столбы, называемые еще сталагматами, представляют результат слияния сталактитов и сталагмитов (рис. 49). Образуются большей частью там, где расстояние между сводами и полом пещеры мало. Имеются и значительные ледяные колонны (Добшинская пещера в Чехословакии). Длина (высота) их различна: от 2 до 8—10 м, редко — более. Профиль поперечного сечения овальный, округлый, но большей частью он сложный, неправильной формы. Диаметр изменяется по высоте. Имеются колонны в 0,20—0,30—1,5 и до 4—6 м в диаметре.

Возраст. Однолетние колонны редки. Большей частью они многолетние, возрастом более сотни лет (Кунгурская пещера). Структура не изучена. Вероятно, она аналогична структуре сталактитов.

Твердость колонн зависит, как установлено, от возраста и времени года.

Цвет прозрачный, матово-белый, молочно-белый с различными оттенками; зависит от возраста, газовых включений, примесей.

Газовые включения не изучены.

Химический состав зависит от пород, в которых находится пещера. Бывают колонны пресные и солоноватые.

Разновидности. Помимо обычных колонн, при малом расстоянии от свода до пола пещеры возникают куполовидные или колоколовидные колонны.

Происхождение — водородное, в результате слияния сталактитов и сталагмитов.

Местонахождения: СССР — Кунгурская пещера, Большой Бузлук в Крыму и другие; вне СССР — Добшинская пещера в Чехословакии, пещера Скэришоара в Румынии.

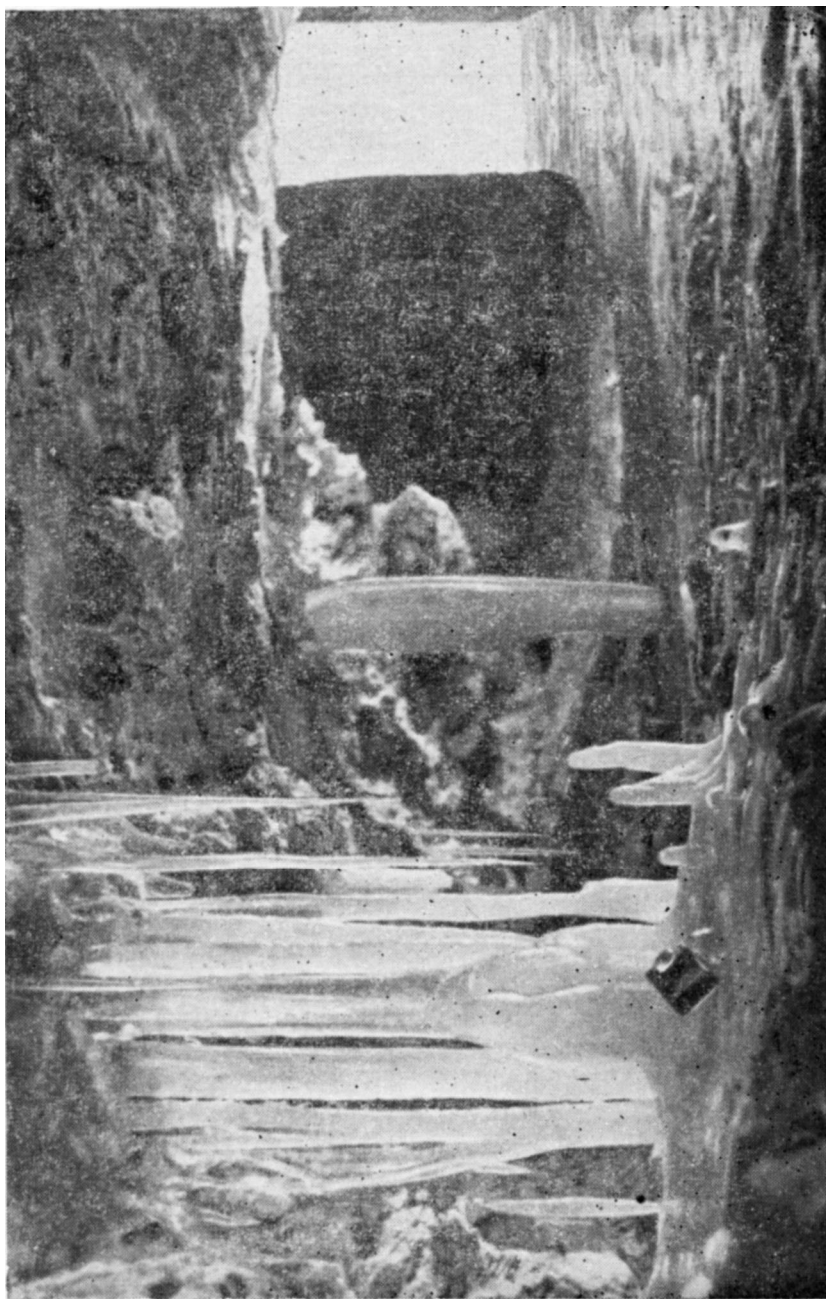


Рис 49. Ледяные колонны в пещере Октябрьская 2 на Урале.



Таблица 32

## Химический состав пещерного льда

|                                        | Кунгурская пещера |          | Сухая пещера из группы Сюкеевских <sup>1</sup> |                          | Кунгурская ледяная пещера |          |          |          |                         | Пещера Глухая (известн.) |             |  |
|----------------------------------------|-------------------|----------|------------------------------------------------|--------------------------|---------------------------|----------|----------|----------|-------------------------|--------------------------|-------------|--|
|                                        | Кристаллы льда    | у входа  | Корка льда на глубине                          | Лед на стенках на высоте |                           |          |          |          | Сталагмиты и сталагмиты | Покровный лед            | Сталагмиты  |  |
|                                        |                   |          |                                                | 1,2 м                    | 0,85 м                    | 0,5 м    | 0,5 м    | 0,5 м    |                         |                          |             |  |
| В 1 литре со-<br>держится мг:          |                   |          |                                                |                          |                           |          |          |          |                         |                          |             |  |
| Сухой остаток<br>при 110°С             | 44,1              | 299,0    | 1708,0                                         | 1934,04                  | 1283,2                    | 1234,8   | 8440     | 2049,8   | 796,6                   | 1412,0                   | 108,09      |  |
| Сухой остаток<br>при прокали-<br>вании | 33,3              | —        | —                                              | —                        | 1187,2                    | 1138,6   | 1773,9   | 1939,6   | 750,2                   | 1330,0                   | —           |  |
| Потери при<br>прокаливании             | 10,8              | —        | —                                              | —                        | 96,0                      | 96,2     | 70,1     | 110,2    | 46,4                    | 82,0                     | —           |  |
| Na                                     | 2                 | 14,26    | 192,51                                         | 99,35                    | 0,5                       | 0,2      | 0,3      | 2,3      | 0,7                     | 1,6                      | 2,99        |  |
| K                                      | нет               | —        | —                                              | —                        | следы                     | следы    | следы    | следы    | нет                     | следы                    | 2,99        |  |
| Ca                                     | 9,9               | 38,06    | 290,84                                         | 471,36                   | 348,0                     | 323,8    | 223,4    | 510,2    | 219,2                   | 395,9                    | 30,06       |  |
| Mg                                     | 0,9               | —        | 0,09                                           | 5,68                     | 3,0                       | 1,5      | 1,3      | 40,4     | 1,7                     | 2,2                      | 4,25        |  |
| Cl                                     | 0,3               | 29,87    | 5,27                                           | 8,28                     | 1,3                       | следы    | следы    | 3,6      | 1,2                     | 2,7                      | 7,09        |  |
| SO <sub>4</sub>                        | 10,7              | 75,72    | 972,37                                         | 1234,50                  | 816,0                     | 759,8    | 528,0    | 311,7    | 498,5                   | 871,3                    | 12,0        |  |
| HCO <sub>3</sub>                       | 21,1              | 6,07     | 151,78                                         | 144,46                   | 36,0                      | 30,0     | 24,6     | 88,6     | 43,0                    | 109,8                    | 85,73       |  |
| SiO <sub>2</sub>                       | 0,8               | —        | —                                              | —                        | 1,9                       | 1,2      | 1,2      | 19,4     | 0,2                     | 0,2                      | —           |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>         | 0,02              | —        | —                                              | —                        | 2,1                       | 0,8      | 0,8      | 0,8      | 0,7                     | 0,6                      | —           |  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>         | 0,08              | —        | —                                              | —                        | —                         | —        | —        | 0,1      | 0,1                     | 0,2                      | —           |  |
| Дата                                   | IV—1940           | III—1949 | III—1949                                       | VI—1950                  | XI—1934                   | XII—1934 | XII—1934 | III—1940 | III—1940                | IV—1940                  | 18.XII.1959 |  |

<sup>1</sup> Анализы любезно предоставлены М. С. Кавеевым, У. З. Галиевым и В. А. Любочка. Один анализ опубликован А. В. Ступишиным (1959).

**Кора обледенения.** В холодной части пещеры лед покрывается тонкой корой своды и стены. Толщина ее колеблется от 1 мм и даже менее — до 10—15 см, редко — больше. В гротах она меняется по высоте.

Возраст различен. В одних участках кора многолетняя в других появляется только в холодное время года. Структура не изучалась.

Твердость зависит от происхождения, времени года и высоты над полом.

По цвету прозрачная или молочно-белая с различными оттенками в зависимости от толщины, возраста, газовых включений и примесей.

Газовые включения не изучены.

Химический состав коры обледенения зависит от происхождения льда и состава пород, на которых она образуется. Известна кора с пресным и солоноватым льдом. В Кунгурской пещере в одном гроте вверху автором был установлен сульфатно-кальцевогидрокарбонатный солоноватый лед, а внизу — пресный (Г. А. Максимович и Г. Г. Кобяк, 1941). В сухой пещере из группы Сюкеевских лед также сульфатно-кальцевый солоноватый (табл. 32).

Разновидности не выделены. Даже при детальном их изучении пещерного льда кора часто опускалась. По-видимому, может быть монолитной и полосчатой.

Происхождение. Кора обледенения описана в немногих пещерах. Бывает атмосферного (сублимационного) происхождения за счет перехода паров воды в лед, гидрогенного и смешанного.

Местонахождения: СССР — Кунгурская, Балаганская пещеры, пещера Абогыдже, Б. Бузлук в Крыму и другие; вне СССР — Добшинская, Силицкая пещеры в Чехословакии. Как указывалось, кора обледенения отмечается редко.

**Покровный лед.** Пол гротов и проходов покрыт льдом, по Ю. Листову, «ледяным черепом». Покровный лед составляет основную массу в пещерах-ледниках. Количество его различно и зависит в основном от размера пещер и их климатических условий. Так, в пяти Илецких пещерах общая масса льда составляла в 1880—1881 гг. всего 4,82 м<sup>3</sup>, в пещере Скэришоара (Румыния) 50 000 м<sup>3</sup>, а в Добшинской пещере в Чехословакии объем ледяной массы определен в 120 000 м<sup>3</sup>. Толщина ледяного покрова самая разнообразная. В Кунгурском районе: в Иренской пещере — 1—25 см, Мечкинской — 20 см, Кладбищенской — 40 см, Андроновской — 50 см, а в Кунгурской — до 2—3 м. В Добшинской пещере покровный лед имеет толщину в 20 м, так что в нем можно вырубать тоннели.

Площадь, занятая покровным льдом, также разнообразна. В Илецких пещерах она составляет около 2 м<sup>2</sup>, а в Добшинской пещере определена более чем в 7000 м<sup>2</sup>. В пещере Айсризенведьт пол покрыт

льдом на 30 000 м<sup>2</sup> пещере Кастере ледяной покров составляет несколько тысяч квадратных метров.

Возраст. Преобладает многолетний лед. В Силицкой пещереледнике возраст льда не более 2 000 лет (Н. И. Кригер, 1953), в Добшинской — 5 000—7 000 лет, Скэришоара — 3 000 лет. Имеются части пещер или даже пещеры, где покровный лед представляет сезонное образование. Лед часто слоистый.

Твердость неодинакова для различных частей покровного льда. При мощном покрове на поверхности в летнее время лед более рыхлый, а на глубине — плотный.

Цвет прозрачный или молочно-белый с различными оттенками. Изменяется по вертикали и зависит от толщины, возраста, газовых включений.

Газовые включения установлены как в Кунгурской, так и в Добшинской пещере не изучены.

Химический состав льда зависит от происхождения и пород, в которых находится пещера. Бывает пресный и солоноватый. В некоторых пещерах, где покровный лед минерализован, при его летней убыли на поверхности образуется гипсовая мука и отдельные кристаллы гипса, которые были установлены еще в прошлом столетии И. Поляковым и Е. С. Федоровым в Кунгурской пещере.

Разновидности. Е. С. Федоров считал только покровный лед пещерным. Часто он характеризуется призматическим строением, чем отличается от фирнового и озерного. Имеются слоистые разности, призматические. На склонах и ступенчатых участках выделяются «глетчеры» и «ледопады».

В зависимости от происхождения различается несколько разновидностей покровного льда пещер. Лед может носить фирновый характер. Такой лед образуется в результате накопления снега в пещере (крымский тип). На острове Берха у мыса Крушения в большом подземном тоннеле было найдено целое фирновое поле Длиной до 110 м. В иных случаях покровный лед носит смешанный характер и представляет результат накопления снега и замерзания проникающей с поверхности воды (илецкий тип). Часть льда образуется из опавших на дно грота кристаллов льда (кунгурский тип). Часть покровного льда образуется в результате замерзания воды, попавшей по трещинам и пустотам в пещеру (добшинский тип). Наконец, на некоторых участках пещеры возможно наличие смешанного, гидрогенно-атмогениого льда, образовавшегося из опавших ледяных кристаллов и замерзшей воды (кунгурско-добшинский тип).

Происхождение. Покровный лед образуется по-разному: 1) из падающих ледяных кристаллов (атмогенный); в Крыму это не пещерные кристаллы, а снег; 2) в результате замерзания воды (гидрогенный); 3) смешанным путем — как из кристаллов или Снега, так и в результате замерзания воды (гетерогенный).

Местонахождения: СССР — пещеры Кунгурского район; Пермской области: Кунгурская, Иренская, Мечкинская, Кладбищенская, Андроновская; Илецкие пещеры, район Чатырдага (Б. Бузлук и другие в Крыму), пещеры Абогыдже и Мешок по р. Мае у ст. Ципанда, Балаганская пещера и другие; вне СССР — пещеры Деменова, Добшинская, Силицкая в Чехословакии, Фрауенмауер в Штирии, Айсризенвельт в Австрии, Кастере в Пиренеях.

Озерный лед представляет наименее изученную разновидность пещерных льдов. Когда в пещерах имеются озера в холодной их части, то поверхность озер покрывается тонким слоем льда. Некоторые, как озеро Спелеологической комиссии в пещере Абогыдже, промерзают до дна и оттаивают вверх в теплое время года. Литературные данные об озерном льде весьма немногочисленны.

Площадь, покрытая льдом, зависит от размеров озера. В пещере Абогыдже на озере Географического общества было покрыто льдом около 500 м<sup>2</sup>. В 1937 г. в сентябре здесь имелись плавающие льдины размером 3—4 м. Часть их была надвинута друг на друга. Толщина озерного льда, вероятно, колеблется в широких пределах. В пещере Абогыдже она 5—15 сантиметров.

Возраст. Лед, по-видимому, однолетний. Сохраняется ли он на поверхности озер более года, нет данных. Лед обладает шестоватым сложением. Н. Кастере (1951) для грота своего имени в Пиренеях указывает, без дополнительных пояснений, ледяное озеро.

Твердость. Данные о твердости отсутствуют. Имеются только указания, что лед обычно плотный.

Цвет прозрачный, просвечивающий или молочный.

Газовые включения не изучены.

Химический состав не изучен. Зависит от состава воды в озере. Лед может быть пресный и солоноватый. Последний возможен в пещерах, находящихся в гипсах и ангидритах.

Происхождение — гидрогенное, в результате замерзания воды.

Местонахождения: СССР — Тураевская пещера в Кунгурском районе Пермской области, пещера Абогыдже на берегу р. Май у ст. Ципанда; вне СССР — пещера Кастере в Пиренеях.

## КЛАССИФИКАЦИЯ ПЕЩЕРНЫХ ЛЬДОВ

По химическому составу льды делятся на два класса: пресные количеством растворенных веществ до 0,1 % (1 г/л) и солоноватые, где растворенных веществ 0,1—1 %. Последняя цифра — это верхний предел. Пока для пещерных льдов минерализация более 0,21 % не установлена. Немногочисленные химические анализы пещерных льдов приведены в табл. 32.

По происхождению лед пещер, как и лед поверхностный, может быть разделен на три типа: атмосферный, гидрогенный и гетерогенный. Классификация льдов по их происхождению и химическому составу приведена в табл. 33.

П. А. Шуйский (1959) льды карстовых пещер делит на несколько типов: натечные (покровы, сталактиты, сталагмиты и колонны), сублимационные (пористые агрегаты кристаллов глубинной изморози, крупные скелетные и иногда сплошные монокристаллы и др.), инфильтрационные (продукты замерзания пропитанных водой агрегатов сублимационных кристаллов глубинной изморози и иногда снега), конжеляционные (льды промерзших озер и потоков, входящие в состав нижних ледяных покровов вместе с натечными льдами).

## К ГЕОГРАФИИ ЛЕДЯНЫХ ПЕЩЕР

В заключение приведем некоторые данные о распределении ледяных пещер на земном шаре. Наиболее обстоятельные сведения имеются о ледяных пещерах Европы и Северной Америки.

В СССР в Европейской части наиболее богата ледяными пещерами Пермская область. Здесь находится известная Кунгурская пещера, а также ряд других в Кунгурском районе: Мечкинская, Иренская, Тураевская, Андроновская, Кладбищенская, Каменская, Уинская, Мазуевская; в бассейне р. Чусовой — Куликовская, в Кизеловском районе — Безгодовская (К. А. Горбунова, 1955), всего более 16 пещер. Севернее, на р. Пинеге, ледяные пещеры имеются у деревень Кулогоры и Малетина (М. Б. Едемский, 1931). Ледяные пещеры есть в Северной и Южной Башкирии (М. М. Толстихина, 1932), в Татарии. Имеются пещеры на Кавказе, в Сибири — Балаганская, Абогыджэ, Бирюсинские и другие, в Средней Азии. Всего в СССР известно более 40 ледяных пещер.

В Азии, вне Советского Союза, пока описано очень небольшое число ледяных пещер. Имеются указания о ледяных пещерах в Японии. В Корее небольшая ледяная пещера указывается как приуроченная к берегу одной из рек. Северо-западнее Кабула в Афганистане также имеется ледяная пещера. Наконец, высоко в Гималаях находится ледяная пещера, которая считается священной.

Более многочисленны ледяные пещеры в зарубежной Европе. Это в Чехословакии в Низких Татрах Деменовская, в Зграгенской карстовой области — Добшинская, в Южнославянской карстовой области — Силицкий ледник и другие (Н. И. Кригер, 1953; З. Рот, 1939; Ф. Ульрих, 1937; Ф. Витасек, 1938; И. Бем и И. Кунски, 1938; Г. А. Максимович, 1959).

В Баварии имеется пещера Никсloch около Хальтрума. Две ледяные пещеры известны в Штирии — в Карниоле и Зальцбурге.

Таблица 33

**Классификация пещерных льдов**

(по Г. А. Максимовичу, 1947)

| Тип льда                       | Класс I                                     |                                                                                                                                       | Класс II                                     |                                                        |
|--------------------------------|---------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------|--------------------------------------------------------|
|                                | Пресный лед—растворенных веществ до 0,1 %   |                                                                                                                                       | Солоноватый лед—растворенных веществ 0,1—1 % |                                                        |
|                                | формы пещерного льда                        | разновидности (виды)                                                                                                                  | формы пещерного льда                         | разновидности (виды)                                   |
| I. Атмогенный (сублимационный) | Ледяные кристаллы                           | Грибообразные, скелетообразные, прямоугольно-пластинчатые, тригонально-призматические, шестиугольно-пластинчатые, спиральные и другие |                                              |                                                        |
|                                | Кора обледенения                            | Полосчатая                                                                                                                            | Кора обледенения                             | Полосчатая                                             |
|                                | Покровный лед из ледяных кристаллов и снега | «Глетчеры», «ледопады»                                                                                                                |                                              |                                                        |
| II Гидрогенный                 | Ледяные сталактиты                          | Ледяные занавеси                                                                                                                      | Ледяные сталактиты                           | Ледяные занавеси                                       |
|                                | Ледяные сталагмиты                          | Сахарные головы, грибы, барабанные палочки, чаши, вазы                                                                                | Ледяные сталагмиты                           | Сахарные головы, грибы, барабанные палочки, чаши, вазы |
|                                | Ледяные колонны                             | Ледяные купола, ледяные колокола                                                                                                      | Ледяные колонны                              | Ледяные купола, ледяные колокола                       |
|                                | Кора обледенения                            | Полосчатая                                                                                                                            | Кора обледенения                             | Полосчатая                                             |
|                                | Покровный лед                               | «Глетчеры», «ледопады»                                                                                                                | Покровный лед                                | «Глетчеры», «ледопады»                                 |
|                                | Лед подземных озер                          | —                                                                                                                                     | Лед подземных озер                           | —                                                      |
| III. Гетерогенный (смешанный)  | Кора обледенения                            | Слоистая                                                                                                                              | Кора обледенения                             | Слоистая                                               |
|                                | Покровный лед                               | «Глетчеры», «ледопады»                                                                                                                | Покровный лед                                | «Глетчеры», «ледопады»                                 |

Ледяная пещера Коловратская описана около Зальцбурга. Южнее его находится пещера Айсризенвельт глубиной 407 м и длиной 42 км (Н. А. Гвоздецкий, 1954; Р. Саар, 1922). В Восточном Тироле около Айзенэрца находится известная ледяная пещера Фрауенмауер) а севернее Вены — Фрайнер Айслийтен. Три ледяные пещеры известны около Квестенбурга в горах Гарца. У Рота около Герольштейна в горах Эйфель также имеется пещера. В Шварцвальде их описано две; пять — в Саксонии; одна — около Эрнфридерсдорфа.

В Румынии известна Скэришоарская ледяная пещера на одноименном плато, восточнее Бихора.

На Балканах описана пещера Фридрихштайнер или Готширская около Готшира. Для Сербии указывается до 11 пещер, в том числе горы Этагн. В Болгарии имеются пещера-ледник близ Вратицы и Леденица около Котла и другие (Болгария, 1953).

Много пещер в Швейцарии: Шафлах около оз. Тун, Нэе выше Монтре, Монтезская в Вальд Траверс, Женольерская около Сен-Сергю, две ледяные пещеры около Сен-Ливра, нижняя и верхняя, и Сен-Жорж.

В Италии имеется несколько пещер: около Кортенуова, Суса, Мондови, Шабодей и Ля-Борн де-ля-Гляс. Часть пещер используется как ледники.

Ряд пещер указывается для Франции: Монтарккизская около Клюза в Верхней Савойе, Верхний Аверноз, Шапюи, Шапет-сюр-Вилияз, Гранд-Ану около Аннеси, Шо-ле-Пассаван, Грае Дье или Ля-Бом в Безансоне, пещера на южном берегу Женевского озера, Брезонская около Бонневилья и другие.

Северная Америка характеризуется наличием довольно большого числа ледяных пещер, которые приурочены в основном на востоке к Аллеганам и их северо-восточному продолжению, а на западе — к Кордильерам.

На востоке с севера на юг известны следующие пещеры: в штате Нью-Брунсвик около Гавелок Корнер и Уотерфорда; в штате Вермонт — Скиннерская мраморная около Манчестера, в горе Мансфиельд и около Брандона; в штате Нью-Гэмпшир — в Диксвилл Нотч; в штате Массачусетс — около Вильямстоуна и в Северных горах; в штате Нью-Йорк — в Панама Рокс в Чотокве и около Кальдвала; в штате Нью-Джерси — в провинции Сесекс и в Голубых горах; в штате Пенсильвания — около Фаррандсвилля около Сьюмита и Коульдэль и другие; в штате Кентукки — в графстве Вайн около Гэп-крик. Всего в восточной части Северной Америки известно более 16 пещер, расположенных между 37 и 47° с. ш.

Имеются пещеры и в западной горной части Северной Америки. В Штате Аризона установлена ледяная пещера в Белых горах. В Северной Калифорнии имеется пещера в графстве Модок. Всего в западной части Северной Америки, примерно между 34 и 49° с. ш., известны

две ледяные пещеры, а остальные 24 — это пещеры некарстового происхождения.

В центральной части Северной Америки имеется несколько пещер. В штате Южная Дакота известна ледяная пещера в Галене Декорахская ледяная пещера и маленькая пещера северо-запад, нее Брэнарда находятся в штате Айова. Одна пещера известна в штате Индиана в графстве Браун около Элькинсвиля и еще одна в штате Миссури, в Озарских горах — графство Лауренс, южнее Авроры. Наиболее южная из них находится севернее 38° с. ш.

Таким образом, по предварительным данным, на земном шаре выявлено более 150 ледяных карстовых пещер. Они распределяются следующим образом: в Европе — свыше 110, в С. Америке — более 20, в Азии — более 8.

Обращает на себя внимание малое число ледяных пещер в Азии и отсутствие данных о них для Южной Америки, Африки и Австралии. Это объясняется, по-видимому, не только климатическими условиями, в которых находятся последние три континента. Данные о них отсутствуют в известной нам литературе. Так как большая часть ледяных пещер связана с горными сооружениями, то они возможно имеются в Южной Америке.



## ГЛАВА ДЕСЯТАЯ

**НЕКОТОРЫЕ ДЛИННЕЙШИЕ КАРСТОВЫЕ ПЕЩЕРЫ  
МИРА**

В карстовых районах находятся величайшие подземные полости. Это горизонтальные и наклонные пещерные системы, часто многоэтажные, а также карстовые шахты и вертикальные пещеры. Через входное отверстие пещер удастся проникнуть вглубь на километры и даже десятки километров. Укажем некоторые наиболее крупные пещеры земного шара, имеющие общее протяжение ходов и гротов более одного километра. Часть из них приводилась нами ранее (Г. А. Максимович, 1957, 1958 а, 1960 б, 1961). Благодаря интенсивному изучению, список длиннейших пещер все увеличивается.

В СССР наиболее длинные пещеры на севере Европейской части, в Приуралье, Крыму, Западной Подолии, на Кавказе, в Средней Азии и Сибири.

На севере Европейской части СССР, в Пинего-Кулойском карстовом районе (Г. А. Максимович, 1958 б), указывается Кулогорская Медвежья пещера протяжением до 2 км. Вход в нее завален, а данные о протяжении относятся к свидетельствам местных жителей. А. Г. Чикишев (1959), по данным А. Ф. Якушовой, указывает, что Шаньгинская пещера на правом берегу р. Кулой имеет протяжение более 10 км. Данные эти, вероятно, преувеличены.

В Приуральской карстовой провинции (Г. А. Максимович, 1958 в) находится известная Кунгурская ледяная пещера (рис. 26).

Данные о ней встречаются в русской и иностранной литературе начиная с 1703 г. Пещера находится близ Кунгура, на правом берегу р. Сылвы, в отложениях иренской свиты кунгурского яруса пермской системы. Отложения представлены мощными пачками гипса и ангидрита, разделенными известняками и доломитами.

В изученной части пещера состоит из 58 гротов с проходами между ними. Общая протяженность ее более 5 км.

В пещере можно наблюдать разнообразные формы льда: кристаллы, сталагмиты, сталактиты, колонны, кору обледенения стен и потолка, покровный лед на полу. Состоит она из двух основных частей: передней — холодной, где лед сохраняется весь год, и дальней — теплой, с постоянной температурой около 5°. Между ними расположена переходная зона, где зимой появляются ледяные сталактиты и сталагмиты, которые в теплое время тают.

Наблюдается два направления движения воздуха: зимнее, продолжительностью до 188 дней, снаружи в пещеру, и летнее, до 172

дней, в обратном направлении. Они разделены весенним и осенним периодами отсутствия движения. Скорость движения воздуха достигает 5 м в секунду. Образовавшийся зимой лед не успевает полностью растаять летом, объем его увеличивается. Поверхность тающего покровного льда летом покрывается порошком кристаллического гипса.

Кунгурская ледяная пещера считалась одноэтажной. Данные бурения и исследования автора позволили установить наличие в ней четырех этажей. Первый этаж в настоящее время формируется. Поток карстовых вод, сообщающихся с озерами, выносит растворимые вещества. Этаж находится ниже посещаемой части пещеры. Второй этаж характеризуется плоскими сводами потолков. Это главным образом гроты близ входа в пещеру. Третий этаж был вскрыт буровой скважиной, виден в гроте Дружба народов через огромную органную трубу (грот Часовня), с осыпей в некоторых гротах. Своды гротов этого этажа арочные, полукруглые. Дальние высокие гроты представляют соединения второго и третьего этажей. Цементированная каменная осыпь пола третьего этажа видна в потолке и стенках грота Морское дно. Четвертый этаж, по данным буровой скважины, находится в стадии дряхлости. Он заполнен принесенным с поверхности материалом, продуктами обрушения сводов, которые цементированы гипсом.

Этажи пещеры представляют стадии углубления карстовых вод и соответствуют ступеням углубления р. Сылвы.

В озере грота Дружба народов обитает слепой рачок Крангоник Хлебникова, открытый П. Н. Каптеревым в 1912 г.

В 1947 г. А. П. Володин и А. В. Пшеничнов изучали бактериальную флору пещеры. Содержание микробов в воздухе оказалось следующим:

| Гроты           | Содержание микробов в 1 м <sup>3</sup> воздуха |        |
|-----------------|------------------------------------------------|--------|
|                 | зимой                                          | весной |
| Полярный        | 135                                            | 5677   |
| Метеорный       | 405                                            | 1485   |
| Дружба народов  | 6020                                           | 4459   |
| Заозерная часть | 140                                            | 1621   |

В воздухе пещеры, особенно зимой, микробов очень мало. В воде озер и в воде, полученной от растаявшего льда, также мало бактерий.

В глине на полу гротов содержание микробов следующее:

| Гроты           | Содержание микробов в 1 г почвы пола |        |
|-----------------|--------------------------------------|--------|
|                 | зимой                                | весной |
| Дружба народов  | 500000                               | 440000 |
| Полярный        | 9000                                 | 12000  |
| Руины           | 46000                                | —      |
| Метеорный       | 117000                               | —      |
| Заозерная часть | 10000                                | 12000  |

На открытом воздухе, вне пещеры, в 1 г почвы содержится самое малое десятки миллионов микробов. Следовательно, в глине пещеры содержание их ничтожно.

Все эти данные показывают, что Кунгурская ледяная пещера бедна микрофлорой, а воздух ее некоторых гротов, особенно зимой, по количеству бактерий приближается к чистому воздуху лесов и верхних слоев атмосферы.

В карстовой провинции Предуральяского краевого прогиба находится Дивья (Девья) пещера, расположенная на правом берегу р. Колвы в пермских известняках, образующих отвесную скалу. Пещера известна давно. Ее упоминал еще Н. П. Рычков в 1770 г. Она протяжением 1749 м, состоит из нескольких гротов, стены и своды которых покрыты многочисленными сталактитами и другими натекami.

Из карстовой провинции антиклинориев Урал-Тау и Башкирского крупнейшей является Капова пещера. Она находится на р. Белой в палеозойских известняках близ устья р. Шульган. Пещера состоит из четырех этажей. Имеются подземное озеро и небольшая речка. Длина пещеры, по Г. В. Вахрушеву (1960), 1,31 км. В последнее время в пещере открыты рисунки доисторического человека.

В карстовой области горного Крыма, в северной части Долгоруковской яйлы, находится система Красных пещер протяжением 11,25 км. Она состоит из нескольких этажей и имеет подземные реки и зера (Б. Н. Иванов, В. Н. Дублянский, 1962).

В Западной Подолии, по данным В. Н. Дублянского в Кривченской Кристалльной пещере в гипсах, заснято 11,5 км. Это наиболее длинная пещера в гипсах в СССР и во всем мире. Последние замеры показали длину 18785 м. По К. А. Татаринову (1962) она находится в с.Крывче Нижние на р. Цыганке (притоке Ничлавы) в Тернопольской области. В этой же области, по сообщению В. Маметова в гипсах находится пещера Млынки, протяжение которой 11 км. По К. А. Татаринову, пещера названа по ближайшему селу. Начинается она в гипсовой скале, увенчивающей вершину холма, находящегося на склоне широкого оврага. Один вход в пещеру Млынки ориентирован на юг, другой на юго-восток. В пещере живет колония Летучих мышей. Л. Н. Кудрин сообщил, что в с. Бильче Золотое пещера Вертеба имеет протяжение 10 км.

В Сочинско-Абхазской карстовой области находятся крупнейшие пещеры Кавказа — Большая Воронцовская и Аблакира. Большая Воронцовская пещера имеет общую длину до 5 м (рис. 50). Пещера Абласкира обследована на протяжении 2,5 км (А. Г. Чикишев, 1959). Отапская пещера в Грузии имеет длину до 2 км. В северо-восточной части Верхней Имеретии в известняках верхнего мела длина наибольшей пещеры Тароклде, по З. К. Тинилову, достигает 1,5 километра.

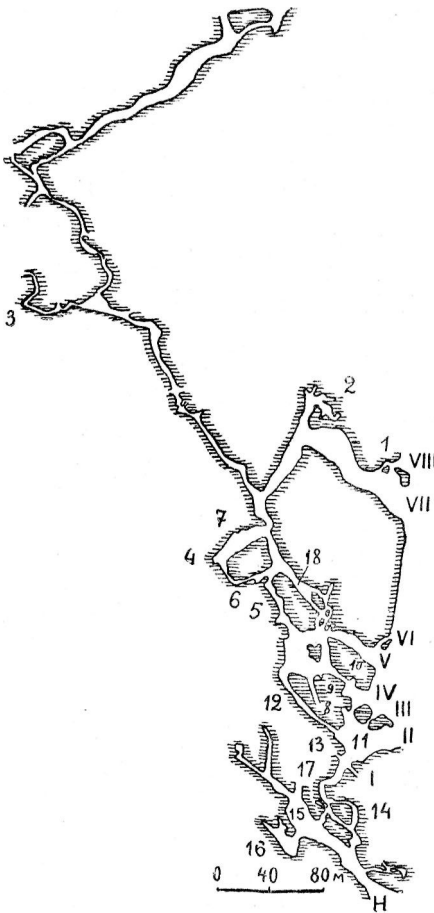


Рис. 50. План части Большой Воронцовской пещеры (по Н. И. Соколову).

I—VIII — номера выходов; Н — нижний вход; 1 — начальная воронка; 2 — грот Теплый; 3 — ход Жилина; 4 — грот Озерный; 5 — ход Опасный; 6 — ход Переговорный; 7 — ход Холодный; 8 — грот Заложенный; 9 — грот Колокольный; 10 — Светлая площадка; 11 — зал Пантеон; 12 — грот Брекчиевый; 13 — ход Закрытый колодец; 14 — ход Открытый колодец; 15 — Очажный грот; 16 — зал Пещерного медведя; 17 — ход Сухой; 18 — ход Тоннель.

р. Ангары. Близ Черемхова — 3 км (А. Г. Чикишев. 1959).

Переходим к крупным пещерам в других государствах.

В Средней Азии, в карстовой области Предпамирского краевого прогиба (Г. А. Максимович, 19586), в 12 км к востоку от Карлюка находится пещера в гипсах. Изучена она на протяжении 3 км, ее общая длина достигает, возможно, 10 км (А. Г. Чикишев, 1959).

Для Карлюкской пещеры Е. М. Смехов и М. Г. Ромашова (1962) указывают общее протяжение основного хода 1050 м. Из шести боковых ответвлений, имеющих на плане, длина первого 80 м, пятого и шестого — 65 м, а второго (цифра на плане) — 30 м. По масштабу можно определить протяженность третьего бокового хода в 40 и четвертого — в 50 м. Таким образом, общее протяжение всех изученных ходов Карлюкской пещеры составляет 1315 метров (рис. 51).

В Сибири, в карстовой провинции Ангаро-Ленского краевого прогиба (Г. А. Максимович, 1958 6), находится Балаганская ледяная пещера, протяжением 1 км, и имеющая три этажа (рис. 52). Общая длина Хундугунской пещеры (рис. 53), расположенной на правом берегу

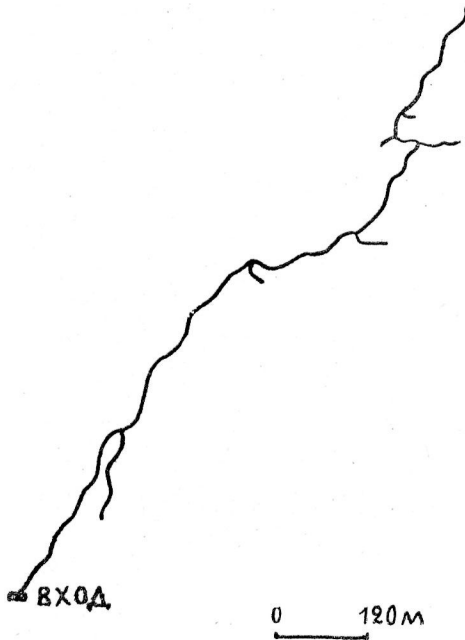


Рис. 51. Абрис маршрутного хода в Карлюкской пещере (по Е. М. Смехову и М. Г. Романовой, 1962).

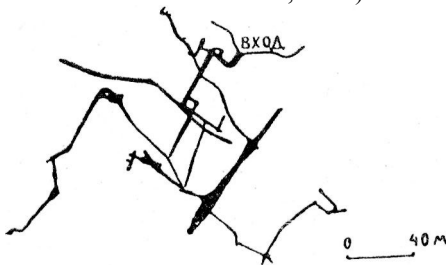


Рис. 52. Схематический план Балаганской пещеры (по А. Г. Чикишеву, 1959).

длиной 200 м. Она состоит из гротов и проходов с подземными озерами глубиной до 6 м. Пещера электрифицирована. Длина подземной реки Луммелунда от места поглощения до выхода по прямой составляет 1300 м. Если же учесть изгибы ее под землей, то общее протяжение оценивают в 3—4 км (Н. А. Гвоздецкий, 1961).

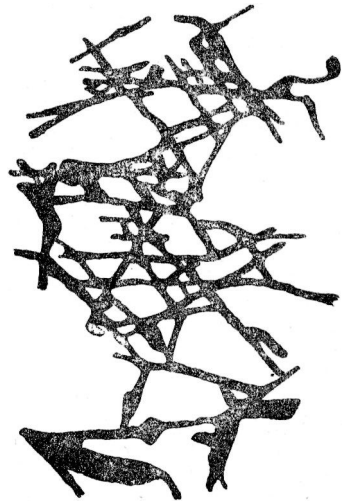


Рис. 53. Схематический план Худугунской пещеры (по А. Г. Чикишеву, 1959).

В Ирландии имеются пещеры: Поллнаголлум длиной более 7,25 км, Новая Митчелстоунская — 2,41 км; в Англии: Рид (Ю. Девон) — 2,41 км; в Швеции: Луллетйерро — 1,2 км; в Норвегии: Хамарне — 2,2 км, Грэнли — 1,3 километра. На шведском острове Готланд в Балтийском море тоннелем длиной около 58 метров вскрыта подземная пещерная система Луммелунда

В Польше из известных 900 пещер девять наиболее крупных находятся в Татрах. Это Черна длиной 4,5 км, Зимна — 3,9 км, Вельска — 3 км и Меитуса — 2,5 км. Из других пещер самые большие: Каспрова Низина — 2 км, Щелина Хохловска — 1,7 км, Мыльна — 1,12 км, Магурска — 1,07 км, Снежна — около 1 км, при глубине 620 метров,

В Саксонии (ГДР), по старым данным, Виммельбергская пещера в районе Эйслебена, которая приурочена к гипсам, имеет длину 6 км. В ФРГ в северной части Швабского Альба находится Зонтгеймская пещера длиной до 1,4 км, а в Вестфалии — Вилерская 1,5 километра.

Много больших карстовых пещер в Чехословакии, где исследование карста ведется весьма энергично.

В Чешской карстовой провинции на площади 266 км<sup>2</sup> в известняках и мраморизированных карбонатных отложениях палеозоя зарегистрированы 474 пещеры общим протяжением 20,55 км. В Чешской карстовой области крупнейшей является пещера Златы Кунь — 1,5 км, в Моравской карстовой области — пещера Слупско-Шешувский лабиринт длиной 4 км, в карстовом районе Яворжичко — Яворжичская пещера длиной 1,5 км, в Младечском карстовом районе — Младечская длиной 1 километр.

В Западнокарпатской (Словацкой) карстовой провинции на площади 1455 км<sup>2</sup> зарегистрировано 266 пещер общим протяжением 39,9 км. Здесь в Беланском карстовом районе имеется Беланская пещера длиной 1752 м, в Большом Фатре — Избица — 1,5 километра. А. Дроппа в 1961 г. произвел подсчет общей протяженности семнадцати Деменовских пещер в Низких Татрах, находящихся в Липтовской карстовой области. Длина их составляет 20007 м. Крупнейшими из них являются пещеры: Свободы — 6449 м, Мира — 6330 м, Пуста — 1882 м, Деменовская ледяная — 1830 м, Окно — 930 м, Суха — 705 м и Виверанье — 540 м. Остальные десять имеют длину менее 0,5 км. Станишовская пещера на северном склоне Низких Татр — длиной 2 километра.

В Словацко-Венгерской карстовой области, находящейся на территории Южной Словакии и Северной Венгрии, известны пещеры Аггтелек-Домица длиной около 19 км, Свободы — более 2 км (Г. А. Максимович, 1959).

В Венгрии общее протяжение 718 пещер превышает 50 км. Кроме указанных, здесь имеются пещеры: Мира (Беке) длиной 10—12 км, Эгерсег — 3 км. По данным И. Венковича, длина пещеры Свобода около грота Эгерсег составляет 6 км. Протяжение пещеры Васс Имре — 1 км, Кошута — около 1 км. В горе Матяш в эоценовых известняках имеется пещера, образованная растворяющим действием теплых вод, протяжением 2,31 километра.

В Румынии, по данным М. Шербана, И. Фимана и Д. Комапа (1961), крупнейшими являются пещеры Изворул-Тэушоарелор в Родненских горах — длиной 5 км, Вынтулуй — 4,5 км и Комарник в районе гор. Мехединць. К сожалению, протяжение последней не указывается. Длина изученной части подземной реки Понора, или, по румынски Цетэциле Понорулуй, 2 км. В ней — 14 подземных озер и водопады.

Наиболее крупные пещеры зарубежной Европы находятся в Альпах на территории Швейцарии и Австрии.

Это — Хельлох в Швейцарии, которая недавно стала третьей в мире по длине. Она в 1875—1904 гг. была изучена на протяжении 9 км. Начиная с 1948 г. изучалась швейцарским альпийским клубом и к началу 1956 г. уже закартирована на протяжении 61 км (Г. А. Максимович, 1957). В последнее время указывается длина уже 75 км и более. Сейчас, вероятно, это уже вторая по длине Пещера нашей планеты.

В Австрии в районе Зальцбурга находится пещера Айсризенвельт («Гигантский ледяной мир») протяжением 42 км, наиболее глубокие гроты которой расположены на глубине 407 м от поверхности. В этой провинции имеется и другая крупная пещера — Танталова — длиной 16 км. Наибольшая глубина ее от поверхности 440 м. С. И. Капелуш неточно перевела описание этой пещеры с венгерского и спутала длину с глубиной. В результате появилась неправильная цифра о глубине Танталовой пещеры — более 1600 метров.

Длина третьей пещеры в районе Зальцбурга — Айскогель — 4,5 км, а пещеры Лампрехтсофен — 1080 метров.

В Австрии же, в районе Дахштейна, находится Мамонтова пещера длиной 20 км. В 1960 г. был составлен план ее в масштабе 1:500 для 13931,2 м ходов и гротов. Длина ходов пещеры Хирлатц — 4225 метров.

В Верхней Австрии в Траунталерских предгорьях Альп, включающих горы Дахштейн и Тотес-Гебирге, известна пещера Кнерценлох, протяжение исследованных ходов которой 1,46 км. В массиве Дахштейн находится и пещера Коппербрюлер длиной 1600 м. В горе Губер в Гельском массиве осенью 1960 г. открыта пещера Груберхорн, которая изучена уже на протяжении более 2 км. Разница высот между наивысшей и наиболее низкой точками определена в 250 м, и пещера относится к пятидесяти глубочайшим в мире. Пещера Фрауенмауер по новому плану имеет не 3 км, а 7,3 км, а вместе с присоединенной Лангштайн — более 10 километров.

В Нижней Австрии (и Вене) известно 775 пещер, из которых протяжение более 1 км имеют Хермансхеле или Германова 2 км и Гельдлох — 1,8 км. Наибольшая глубина последней пещеры 524 м.

Много крупных карстовых пещер на Балканском полуострове, особенно в Динарской карстовой стране. Наиболее значительная в

Югославии пещера Постойна Яма имеет общую длину 19,8 км. Она частично электрифицирована, причем туристов возят по подземной железной дороге. Наибольший грот Концертный зал, шириной 60 м и высотой 50 м, вмещает 10 тысяч человек. В нем дают концерты. Высота наибольшей натечной колонны 30 м при диаметре 6 м. Близ пещеры Постойна Яма есть еще две крупные пещеры: Крыжна Яма с общей длиной ходов 6,95 км и Шкоцианская пещера с подземной рекой Рекка. После 2,7 км пути под землей Рекка выходит на поверхность под названием р. Тимаво. Подземное течение р. Рекка вскрыто двумя карстовыми окнами — провальными воронками.

В районе плато Карст к северо-востоку от Триеста река Пивка исчезает под горой Девин, сложенной верхнемеловыми известняками. Пройдя подземно 4,5 км (по прямой), она появляется на поверхности в Планинском полье.

В палеозойских кристаллических известняках массива Жеден около г. Скопле находится пещера Дона-Дука. Длина ее 650, а глубина 50 метров.

В Сербии одной из наиболее крупных пещер является Злотска-Печина общей длиной 1068 м. Протяженность главного хода 403 м при средней ширине 6—8 м. В Хорватии наиболее красивыми считаются пещеры Церовачке в 4 км от ст. Грацац: Верхняя длиной 1,2 км и Нижняя — 2 км. Они образованы в известняковой брекчии, местами доломитовой. В них много красивых и разнообразных сталактитов, сталагмитов, занавесов, ванн.

В Болгарии наиболее длинная пещера Темната Дупка — 3,2 км; значительна Деветашская пещера с ее каскадом плотинных озер, протяжением более 1 км. Протяженность пещеры Магура около 1 километра.

В Бельгии наибольшее протяжение — 5 км — имеет пещера Ган. В ней исчезает река Лесс. Подземные ходы пропасти Комблео-Пон, приуроченной к каменноугольным известнякам, имеют протяжение 800 м. В девонских известняках в 1958 г. открыта пещера Хоттон; длина ее 1400 метров.

Во Франции, где интенсивные исследования пещер ведутся более 70 лет, известно много крупных пещер. Это Тру-де-Глас или Дан де Кроль (Изер) длиной 18 км, подземные реки департамента Лозер: Малаваль — 4 км и Пре-дю-Мазель с общей длиной всех ходов 3,26 км. В департаменте Гар находятся пещеры Брамабье — 9 км, Ронье — 4 км, Трабюк — 7 км; в департаменте Ардеш: Коте Патьер — 4 км, пропасть Кокальер — 4,2 км, грот Сан-Марсель — 3,2 км; в департаменте Арьеж: Лабуиш — 3,5 км; в департаменте Ло: известная пещера с подземной рекой Падирак, имеющая протяжение 7 км; в Верхних Пиренеях: Бетаррам — 3,6 км; в Верхней Савойе: грот Дио — 3,4 км; в департаменте Ду: пропасть Пурпевиль с длиной ходов 3,4 км, пещера Шверош — 7410 м; в департаменте



Дордонь: пещера Миремон — 6 км, а около Виллар исследована пещера на протяжении 3 км. В департаменте Веркор длина пещеры Берже Сассенаж — 7 км. Ф. Тромб указывает еще пещеру Ломбрив, имеющую протяжение более 3 километров.

В Пиренеях на границе Франции и Испании находится горный массив Мон-Пердю, или, по-испански Монте-Пердидо. Вершина его высотой 3352 м расположена на территории Испании. В этом массиве изучено 70 частично или полностью ледяных пещер, 30 карстовых источников и 12 карстовых шахт, колодцев и других понор, поглощающих поверхностные воды. Наибольшую длину — 2100 м — имеет пещера Дево, шахта Марбор, протяжение которой 1240 м и глубина 310 метров.

В Испании в муниципии Виляркайо (провинция Бургос) находится самая обширная группа пещер этой страны Охо-Гуаренья. Этот комплекс состоит из четырех отдельных пещер: Охо-Гуаренья, Дилихенсия, Паломера и Корнехо общей длиной более 15 км. Река Гуаренья исчезает близ пещеры и образует в ней ряд каскадов и озер. В подземных озерах обитает прозрачная слепая рыба. Глубина наибольшей из пещер Охо-Гуаренья около 150 метров.

В Северной Испании в муниципии Оньяте находится другая группа, тоже из четырех пещер: Хезалца, длиной 1340 м плюс пропасть, обследованная на протяжении 230 м, или всего 1570 м, Аррикруз — 2740 м, Хатарубе — 350 м и де-Лос-Осос — 350 м. Общее протяжение пещер этой группы 5010 метров.

В карстовой зоне Либар в юрских известняках имеются пещеры длиной до 1,5 км и сифоны — до 3,5 километра.

В провинции Таррагона в плотных триасовых известняках и доломитах находится пещера Вальмахор общей протяженностью 0,82 км. Разница в отметках входа и конца ее составляет 139 м. Общее протяжение ходов пещеры Кульальвиера более 4 километров.

Пещера Дракона на острове Мальорка, открытая в 1878 г., расположена в 50 км от г. Пальма. Она приурочена к миоценовым отложениям и находится в 80 м от берега. Общая протяженность пещеры Дракона 1 км при максимальной ширине 30 метров.

В Италии известно свыше шести тысяч горизонтальных и вертикальных пещер. Наиболее значительны из них: Капель Чивита-е-Контроне длиной более 4,2 км, Пертоза (Салерно) — 2,27 км, Гротта ди Каstellано — 1,3 километра.

В известняково-доломитовой толще триаса находится пещера Тренера. Длина основного хода ее 2,3 км, а с разветвлениями 3,4 км. Сечение пещеры меняется по длине и составляет в среднем 3—5×5—10 м. Имеются ниши, гроты, несколько сифонов. Из тринадцати озер наибольшее обладает длиной 42 м при глубине 3 метра.

Пещера Бузо-делла-Рана имеет общую длину около 4 километров.

На острове Сардиния пещера Су Бенту (Гротта дел Венто) исследована итальянскими и французскими спелеологами. Протяжение ее 6,5 км. Она стала наиболее длинной в Италии.

В зарубежной Азии из многочисленных крупных кастовых пещер укажем прежде всего Чисинянь<sup>1</sup> («Гора семи звезд»). Она находится в Южном Китае, на левом берегу р. Лицзянь. Общая длина ее 1475 м. Пещера расположена на высоте 20 м над уровнем воды в реке. Она состоит из ряда больших сухих гротов и галерей, от которых отходит много еще не исследованных глубоких колодцев и наклонных проходов. Основная часть пещеры освещена электричеством и посещается большим количеством экскурсантов.

В Индокитае можно отметить карстовый тоннель Нам-Хин-Бун длиной около 4 километров.

На японском острове Хонсю в карстовом районе Акиоси, площадь которого 45,34 км<sup>2</sup>, в чистых известняках карбона и перми известны 23 пещеры, из которых четыре длиной более 350 м. Наибольшую из них — Акиоси — посещает до 400 тысяч экскурсантов в год. Она расположена на высоте 100 м над уровнем моря на дне 50-метровой карстовой пропасти. Главный ход имеет длину 1 км и идет частично по берегу пещерной реки. Ширина его до 24 м и высота 8—17 м. Общее протяжение пещеры до 2 километров.

Много крупных карстовых пещер имеется в Африке. Укажем из них подземную реку Тафна в Алжире протяжением 3,9 км и пещеру Кэнго в Южной Африке длиной 0,8 км, а с боковыми ответвлениями — 2286 м. На острове Мадагаскар наибольшую длину — 5,33 км — имеет пещера Андранбока. Она приурочена к эоценовым известнякам и находится в северо-западной части острова, в 60 км от Майунга. Через пещеру течет подземная река Декари. Это ее нижний этаж с интенсивным карстообразованием. Верхний этаж уже лишен воды. Наибольший грот — Зал Кастере — длиной 120 м и шириной 60 м. В пещере имеются разнообразные натечные образования: сталактиты, сталагмиты, гуры, пещерный жемчуг.

В Австралии в карстовой области Налларбор, сложенной верхнетретичными окремнелыми известняками, в подстилающих химически чистых известняках, известно более сотни пещер. Недавно аэровизуальными наблюдениями обнаружены еще 42 пещеры на площади, лежащей к северу от Большого Австралийского залива.

В пещере Абракурри наибольший грот имеет длину 363 м, среднюю ширину 48,7 м и высоту 46 м. В нескольких пещерах имеются подземные озера, из которых наибольшее в Куналда длиной 165 м, средней шириной 15 м, глубиной 15 м. В пещере Уибубби длина озера 396 м, а глубина в центре 30 м. Изучение пещер области Налларбор только начато, и здесь, несомненно, есть значительные.

<sup>1</sup> П. П. Климентов (1962) указывает, что крупнейшая пещера Китая Чисинянь имеет длину 2,5 км.

Крупные пещеры имеются и в южных районах Восточно-Австралийской карстовой провинции. В районе пещер Дженолен подземный поток течет 1,2 км под землей и, появившись на поверхность около посещаемых экскурсантами пещер, исчезает.

На острове Тасмания пещера Крезус имеет поток длиной около 0,6 км. Она известна красивейшими натечными образованиями. Наибольшая глубина пещер и шахт Тасмании 152 м. Достопримечательностью пещер являются сталактиты в виде тонких, как соломинка, трубочек длиной до 4,5 м. Автор видел такие сталактиты в пещере Гомбасек в Югославской карстовой области (Г. А. Максимович, 1959). Они называются по-словацки брчки. Длина их достигает 2—3 метров.

На американском континенте и островах крупные пещеры известны в США, Мексике, Кубе, Венесуэле и Бразилии. В США их больше всего. Приведем данные о некоторых.

В штате Кентукки находится самая большая из известных пещер — Мамонтова (рис. 54). Она открыта в 1797 г. В пещере 255 проходов, 77 больших гротов, 3 реки с восемью водопадами, 3 озера. Общее протяжение гротов, ходов, слепых шахт и подземных рек 160 км, по другим данным — 225 и даже 250 км.

Посетителям обычно показывают пещеру на протяжении 4,8 км. Самый большой зал — «Храм» — имеет длину 163 м, ширину — 87 м, высоту — 38 метров.

Вторая по величине пещера Вайндотт в штате Индиана в начале Прошлого столетия называлась селитренной, т. к. в ней добывалась селитра для изготовления пороха. К концу прошлого столетия она была изучена на протяжении 85 км. Самый большой грот длиной 107 м и высотой 75 м. Один из сталагмитов высотой 13,7 м имеет 21,6 м в окружности.

В 1955 г. в штате Кентукки, в 160 км южнее Луисвилла, открыта новая огромная пещерная система, которая изучена уже на протяжении 52 километров.

Пещера Марка Твена около г. Ганнибала в штате Миссури имеет протяжение 3726 м. В штате Вирджиния длина пещеры Батлер 7—8 км, а Бритинг — около 6,7 км. Последние исследования пещеры Бикон около Блуфилда в штате Зап. Вирджиния показали, что длина ее ходов превышает 5 км. В штате Алабама Гэффейская пещера имеет протяжение 1,6 километра.

В Западной Вирджинии в районе Сваго-Крик на площади 19 км<sup>2</sup> известны две большие пещерные системы, восемь пещер средней длины и много малых. Общее протяжение закартированных пещер около 10 километров.

Открытая в 1901 г. в штате Нью-Мексико Карлсбадская пещера имеет гроты и проходы общей длиной до 50 км, нижний уровень которых находится на глубине 403 м от поверхности. Длина наибольшего зала Карлсбадской пещеры около 1220 м при максимальной

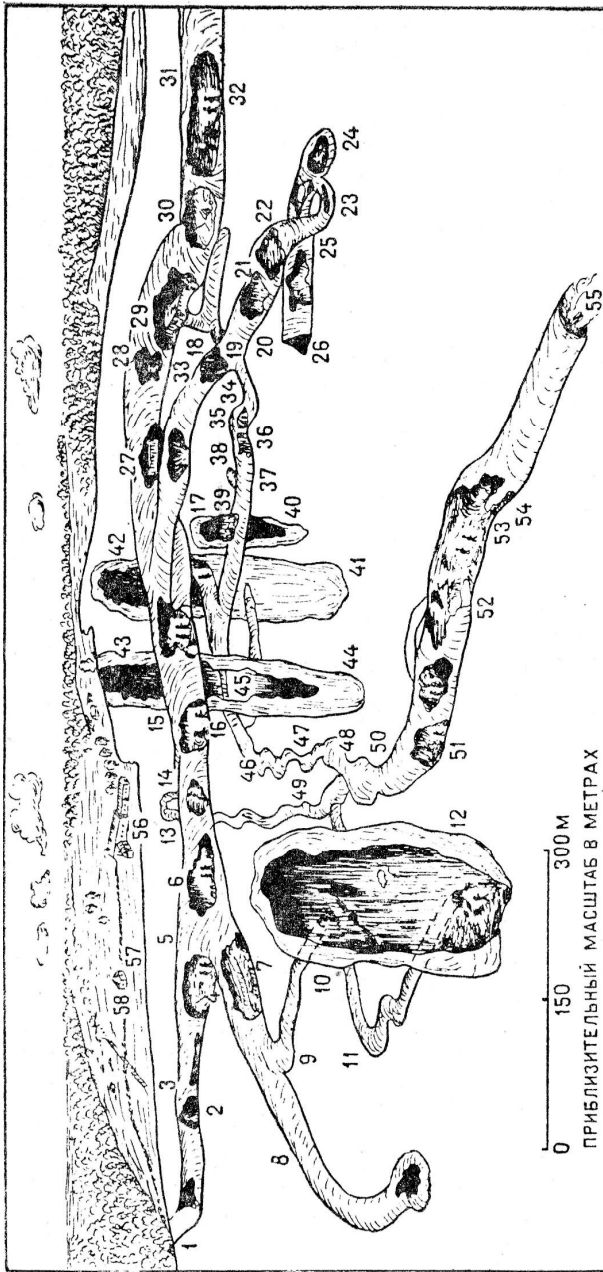


Рис. 54. Блок-диаграмма Мамоновой пещеры в штате Кентукки (по А. К. Лобку).

1 - Вход в пещеру; 2 - Каменная стена и железные ворота; 3 - Проход Хатчинза; 4 - Седятряные ямы; 5 - Ротонда; 6 - Зал монументов; 7 - Обеденный зал; 8 - Проход Оудубона; 9 - Проход Литл бэй; 10 - Купол мамонга; 11 - Проход Спаж; 12 - Коринфские колонны; 13 - Штупор; 14 - Проход Арчибалда; 15 - Церковь; 16 - Рождественская голова; 22 - Прижик влюбленных; 23 - Локтевая расщелина; 24 - Чертова ванна; 25 - Купол Наполеона; 26 - Проход Гратца; 27 - Стояние скалы; 28 - Статуя Марфы Вашингтон; 29 - Гроб великана; 30 - Острый угол; 31 - Звездная комната; 32 - Каменные хижинки; 33 - Ворота Данте; 34 - Геркулесов столп; 35 - Совиная комната; 36 - Ричардсонов клоч; 37 - Проход черной змеи; 38 - Проход влюбленных; 39 - Купол минервы; 40 - Яма бокового седла; 41 - Колодец Вашингтона; 42 - Купол Горинса; 43 - Купол Шелби; 44 - Бездонный колодец; 45 - Мост вздохов; 46 - Ловушка; 47 - Горе толстяка; 48 - Большой зал облегчения; 49 - Река Эхо; 50 - Зал Вандербилта; 51 - Мертвое море; 52 - Река Стикс; 53 - Естественный мост; 54 - Озеро Лета; 55 - Река Эхо; 56 - Гостиница; 57 - Дом проводника; 58 - Тропа.

ширине 190 м и превышении наиболее высокой точки потолка над полом 91 м. Возраст громадного сталагмита этой пещеры высотой 18,8 м и в поперечнике 4,9 м определяется в 60 миллионов лет (Г. А. Максимович, 1958 а, 1960 б). Пещера Гановер в штате Индиана имеет длину 2,41 км (Н. А. Гвоздецкий, 1954).

В Мексике, примерно в 100 км от г. Мехико, находится пещера Какауамилпа длиной 5—10 км. Один из притоков р. Рио-Бальсас — река Амакусак — течет через эту пещеру. На острове Куба, по данным известного кубинского спелеолога А. Н. Хименеса (1960), протяжение пещеры Куэва-Гранде на северном побережье Лас-Вильяс (Ягуахай) около 2 км. В муниципии Пинар-дель-Рио находится самая большая на острове и в Латинской Америке пещера Санто Томас, исследованная на протяжении более 15 км. В муниципии Матансас имеется известная пещера Бельямар, изученная на протяжении 2090 м. Она привлекает своими кристаллами, сталактитами, сталагмитами и геликтитами. Пещера Котилья имеет длину около километра, Фуэнтес — 10 километров.

В Венесуэле на юго-восток от Каракаса в хребте Биронго известно 36 пещер, среди которых самая большая Альфреда Яна, длиной более 3 км. Наибольшей известностью со времен путешествия Гумбольдта пользуется пещера Гуахаро. Она обследована местными спелеологами на протяжении 5917 м из предполагаемых 7 тыс. м. Наиболее удаленные от выхода участки (24 галереи) еще не изучены.

В Бразилии наиболее значительна пещера Лапа де Брежо. Ее длина около 8 км. В штате Минас Жераис в 6 км от г. Вазанте имеется двухэтажная пещера Лапа-Нова, называемая также Лапа-Нова-ди-Носса-Сеньора. Обследован только первый этаж, а второй частично. Общее протяжение изученной части 2200 м. Имеются залежи селитры. Между сталагмитами расположены небольшие водоёмы.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КАРСТОВЫХ ПЕЩЕР ПО ДЛИНЕ

По протяженности автор делит карстовые пещеры на громадные — длиной более 100 км, очень большие — 100—25 км, большие — 25—1 км, значительные — 1000—250 м, небольшие — 250—10 м и малые — менее 10 метров.

Распределим описанные нами пещеры протяжением более 1 км по выделенным классам.

| Громадные пещеры            | Общая протяженность в км |
|-----------------------------|--------------------------|
| 1. Мамонтова, Кентукки, США | 160—250                  |

## Очень большие пещеры

## Общая протяженность

|                                               | в км                             |
|-----------------------------------------------|----------------------------------|
| 2. Вайндотт, Ю. Индиана, США                  | 85,3 (?)                         |
| 3. Хельлох, Швейцария                         | 75 (1962)                        |
| 4. Луисвилльская, Кентукки, США               | 52                               |
| 5. Карлсбадская, Нью-Мексико, США             | 50                               |
| 6. Айсризенвельт, около Зальцбурга, Австрия   | 42                               |
| Большие пещеры                                |                                  |
| 7. Мамонтова, Дахштейн, Австрия               | 20 (закартировано 13<br>931,2 м) |
| 8. Постояна Яма, Югославия                    | 19,8                             |
| 9. Агттелек-Домица, Венгрия—Чехословакия      | 19                               |
| 10. Тру-де-Глас (Дан де Кроль), Изер. Франция | 18                               |
| 11. Танталова, Зальцбург, Австрия             | 16                               |
| 12. Санто. Томас, Куба                        | более 15                         |
| 13. Охо-Гауренья, Испания (4 пещеры)          | 15                               |
| 14. Кривченская, Подолье, СССР                | 11,5 (18,78)                     |
| 15. Красная, Крым, СССР                       | 11,25                            |
| 16. Млынки, Подолье, СССР                     | 11 (7,15)                        |
| 17. Шаньгинская, СССР                         | 10                               |
| 18. Вертеба, СССР                             | 10                               |
| 19. Фуэнтес, Куба                             | 10                               |
| 20. Фрауенмауер, Австрия                      | 10                               |
| 21. Брамабье, Гар, Франция                    | 9                                |
| 22. Батлер, Вирджиния, США                    | 7—8                              |
| 23. Лапа де Брежо, Бразилия                   | около 8                          |
| 24. Шроверш, Ду, Франция                      | 7,41                             |
| 25. Поллнаголлум, Ирландия                    | 7,25                             |
| 26. Мира (Беке), Венгрия                      | 7 (10)                           |
| 27. Падирак, Ло, Франция                      | 7                                |
| 28. Трабюк, Гар, Франция                      | 7                                |
| 29. Берже Сассенаж, Веркор, Франция,          | 7                                |
| 30. Крыжна Яма, Югославия                     | 6,95                             |
| 31. Бритинг, Вирджиния, США                   | 6,7                              |
| 32. Венто, Сардиния, Италия                   | 6,5                              |
| 33. Свободы, Н. Татры, Чехословакия           | 6,45                             |
| 34. Мира, Н.Татры, Чехословакия               | 6,33                             |
| 35. Виммельбергская, Эйслебен, ГДР            | 6 (?)                            |
| 36. Миремон, Дордонь, Франция                 | 6                                |
| 37. Свободы (Эгерсег), Венгрия                | 6 (2)                            |
| 38. Какауамилпа, Мексика                      | 5—10                             |
| 39. Гуахаро (Гуачаро), Венесуэла              | 5,92                             |
| 40. Андранбока, Мадагаскар                    | 5,33                             |
| 41. Кунгурская ледяная, СССР                  | 5                                |
| 42. Большая Воронцовская, Кавказ, СССР        | 5                                |
| 43. Изворул Тэушоарелор, Румыния              | 5                                |
| 44. Ган, Бельгия                              | 5                                |
| 45. Бикон, 3. Вирджиния, США                  | 5                                |
| 46. Черна, Татры, Польша                      | 4,5                              |
| 47. Пивка — подземная река, Югославия         | 4,5                              |
| 48. Вынтулуй, Румыния                         | 4,5                              |
| 49. Айскогель, Зальцбург, Австрия             | 4,5                              |
| 50. Хирлатц, Австрия                          | 4,23                             |
| 51. Кагель Чивита-е-Контроне, Италия          | 4,2                              |
| 52. Кокальер, Ардеш, Франция                  | 4,2                              |

|                                               |      |
|-----------------------------------------------|------|
| 53. Малаваль — подземная река, Лозер, Франция | 4    |
| 54. Патьер, Ардеш, Франция                    | 4    |
| 55. Ронье, Гар, Франция                       | 4    |
| 56. Кульальвиера, Испания                     | 4    |
| 57. Слупско-Шешувский лабиринт, Чехословакия  | 4    |
| 58. Нам-Хин-Бун, Лаос около                   | 4    |
| 59. Бузо делла-Рана, Италия около             | 4    |
| 60. Зимна, Польша                             | 3,9  |
| 61. Тафна — подземная река, Алжир, Африка     | 3,9  |
| 62. Марка Твена, Миссури, США                 | 3,73 |
| 63. Бетаррам, В. Пиренеи, Франция             | 3,6  |
| 64. Лабуиш, Арьеж, Франция                    | 3,5  |
| 65. Дио, В. Савойя, Франция                   | 3,5  |
| 66. Де Пурпевиль (пропасть), Ду, Франция      | 3,4  |
| 67. Тренера, Италия                           | 3,4  |
| 68. Пре-дю-Мазель, Лозер, Франция             | 3,26 |
| 69. Сан-Марсель, Ардеш, Франция               | 3,2  |
| 70. Темната Дупка, Болгария                   | 3,2  |
| 71. Ендовицкий поток, Чехословакия            | 3,05 |
| 72. Де Ломбрив, Франция                       | 3    |
| 73. Худугунская, Сибирь, СССР                 | 3    |
| 74. Вельска, Татры, Польша                    | 3    |
| 75. Альфреда Яна, Венесуэла                   | 3    |
| 76. Виллар, Дордонь, Франция                  | 3    |
| 77. Аррикруз, Испания                         | 2,74 |
| 78. Рекка, Югославия                          | 2,7  |
| 79. Абласкира, Кавказ, СССР                   | 2,5  |
| 80. Меитуса, Польша                           | 2,5  |
| 81. Рид, Ю. Девон, Англия                     | 2,44 |
| 82. Новая Митчелстоунская, Ирландия           | 2,41 |
| 83. Гановер, Индиана, США                     | 2,41 |
| 84. Матьяш, Венгрия                           | 2,31 |
| 85. Кэнго, 10. Африка                         | 2,28 |
| 86. Пертоза, Салерно, Италия                  | 2,27 |
| 87. Хамарне, Норвегия                         | 2,2  |
| 88. Дево, Мон-Пердю, Пиренеи                  | 2,1  |
| 89. Бельямар, Куба                            | 2,09 |
| 90. Лапа-Нова, Бразилия                       | 2,2  |
| 91. Станишовская, Н. Татры, Чехословакия      | 2    |
| 92.. Церовачке Нижняя, Югославия              | 2    |
| 93. Понора, Румыния                           | 2    |
| 94. Груберхорн, Австрия более                 | 2    |
| 95. Каспрова Низина, Польша                   | 2    |
| 96. Акиоси, Япония                            | 2    |
| 97. Германова, Нижняя Австрия                 | 2    |
| 98. Отапская, Грузия, СССР до                 | 2    |
| 99. Кулогорская Медвежья, СССР до             | 2    |
| [00. Пуста, Н. Татры, Чехословакия            | 1,88 |
| 101. Деменовская ледяная, Чехословакия        | 1,83 |
| 102. Гельдлох, Нижняя Австрия                 | 1,8  |
| 103. Беланская, В. Татры, Чехословакия        | 1,75 |
| 104. Дивья (Девья), СССР                      | 1,75 |
| 105. Щелина Хохловска, Польша                 | 1,7  |
| 106. Гэффейская, Алабама, США                 | 1,6  |

|                                          |             |
|------------------------------------------|-------------|
| 107. Коппербрюлер, Австрия               | 1,6         |
| 108. Хезалца, Испания                    | 1,57        |
| 109. Тароклде, Кавказ, СССР              | 1,5         |
| ПО. Вилер, Рейн-Вестфалия, ФРГ           | 1,5         |
| 111. Златы Кунь, Чехия, Чехословакия     | 1,5         |
| 112. Яворжичко, Чехословакия             | 1,5         |
| 113. Избицкая, Б. Татры, Чехословакия    | 1,5         |
| 114. Чисинянь, Китай                     | 1,475 (2,5) |
| 115. Кнерценлох, Австрия                 | 1,46        |
| 116. Хоттон, Бельгия                     | 1,4         |
| 117. Зонтгеймская, Швабский Альб, ФРГ    | У           |
| 118. Карлюкская, СССР                    | 1,315       |
| 119. Капова, Башкирия, СССР              | 1,31        |
| 120. Луммелунда — подземная река, Швеция | больше 1,3  |
| 121. Каstellано, Италия                  | 1,3         |
| 122. Гренли, Норвегия                    | 1,3         |
| 123. Марбор, Мон-Пердю, Пиренеи          | 1,24        |
| 124. Луллетйерро, Швеция                 | 1,2         |
| 125. Дженолен, Австралия                 | более 1,2   |
| 126. Церовачке Верхняя, Югославия        | 1,2         |
| 127. Мыльна, Польша                      | 1,12        |
| 128. Лампрехтсофен, Зальцбург, Австрия   | 1,08        |
| 129. Магурска, Польша                    | 1,07        |
| 130. Злотска Печина, Югославия           | 1,068       |
| 131. Балаганская, Сибирь, СССР           | 1           |
| 132. Деветашская, Болгария               | 1           |
| 133. Младечская, Чехословакия            | 1           |
| 134. Весе Имре, Венгрия                  | 1           |
| 135. Снежна, Польша                      | 1           |
| 136. Дракона, Мальорка, Испания          | 1           |
| 137. Котилья, Куба                       | около 1     |
| 138. Кошута, Венгрия                     | около 1     |
| 139. Магура, Болгария                    | около 1     |
| 140. Окно, Н. Татры, Чехословакия        | 0,93        |
| 141. Вальмахор, Испания                  | 0,82        |
| 142. Комбле-о-Пон, Бельгия               | 0,8         |

Таков неполный список крупнейших пещер земного шара. Он все время дополняется, а цифры протяженности непрерывно меняются. Если в первом опубликованном нами списке было 100 пещер, из которых 97 имели более одного километра, то сейчас нами учтено уже 139. В этот список не вошли пещеры зоны Либар в Испании, имеющие длину до 1,5 км, а сифоны до 3,5 км. Не включена группа пещер района Сваго-Крик в Западной Вирджинии (США), общей протяженностью около 10 км, Шоверош во Франции. Кроме того, для австралийских Абракурри, Куналда, Уибби нет данных о протяженности.

Включенные в список некоторые длиннейшие карстовые пещеры нашей планеты, имеющие протяжение более или около 1 км, по длине распределяются следующим образом:



|              | 1960 г. | 1962 г. |
|--------------|---------|---------|
| более 100 км | 1       | 1       |
| 100—50 км    | 4       | 4       |
| 50—25 км     | 1       | 1       |
| 25—10 км     | 7       | 14      |
| 10—5 км      | 13      | 25      |
| 5—3 км       | 29      | 31      |
| 3—1 км       | 42      | 63      |
| около 1 км   | 3       | 3       |
|              | 100     | 142     |

По континентам приведенные зарубежные пещеры распределяются следующим образом:

|                         | Количество | Длина, км |
|-------------------------|------------|-----------|
| Европа                  | 100        | 514       |
| Азия                    | 3          | 7,5       |
| Африка (с Мадагаскаром) | 3          | 11,5      |
| Австралия (с Тасманией) | 1          | 1,2       |
| Северная Америка        | 10         | 464,8     |
| Средняя и Южная Америка | 9          | 57,2      |
|                         | 126        | 1056,2    |

В СССР пока известно 16 пещер протяжением более 1 км, общая длина их около 80,12 км. Однако две из них — Кулогорская Медвежья и Шаньгинская — отнесены к этой категории по сведениям местных жителей. Сюда, безусловно, можно отнести только 13 пещер.

Общее протяжение 142 крупнейших пещер составляет 1136,3 километра.

Приведенное распределение пещер обусловлено не только различной их изученностью на разных континентах, но и характером имевшихся в распоряжении автора литературных данных. В наиболее густо населенной зарубежной Европе действует очень много спелеологических организаций. Публикация результатов исследований здесь также поставлена лучше. Данные эти были нам более доступны. По зарубежной Азии, а также Африке, Австралии и Америке данные наши весьма неполны. Однако и в таком виде, нам кажется, они представляют интерес.

## НЕКОТОРЫЕ КРУПНЕЙШИЕ КАРСТОВЫЕ ПОЛОСТИ

Выше мы привели список некоторых длиннейших пещер, имеющих наибольшее протяжение. Однако они не всегда являются крупнейшими.

Величина карстовой полости определяется глубиной, протяженностью и дебитом карстовых источников. Ж. Корбель предлагает для характеристики величины карстовых пещер показатель пустотности.

Таблица 34

Некоторые крупные карстовые полости Франции и СССР  
(по Ж. Корбелю, 1959, И. А. Брашиной, 1961)

| Название полости                                     | Показатель<br>пустотности | В сотнях метров      |                              |      |      | Закарст.<br>площадь,<br>км <sup>2</sup> | Дебит,<br>л/сек | Модуль<br>стока,<br>л/сек км <sup>2</sup> | Сток, км | Осадки,<br>мм | Снег,<br>мм |
|------------------------------------------------------|---------------------------|----------------------|------------------------------|------|------|-----------------------------------------|-----------------|-------------------------------------------|----------|---------------|-------------|
|                                                      |                           | про-<br>тяже-<br>ние | высота<br>области<br>питания | Н    | L    | I                                       |                 |                                           |          |               |             |
| Дан де Кроль<br>(Французские Альпы)                  | 840                       | 180                  | 18                           | 7    | 25   | 8                                       | 180             | 60                                        | 2000     | 2500          | 1800        |
| Берже<br>(Французские Альпы)                         | 330                       | 50                   | 16                           | 11   | 15   | 2                                       | 900             | 45                                        | 1400     | 1900          | 800         |
| Пьер Сен-Мартен<br>(Пиренеи)                         | 280                       | 25                   | 15                           | 7    | 20   | 2                                       | 500             | 41                                        | 1300     | 1500          | 800         |
| Ла Дю<br>(Французские Альпы)                         | 272                       | 60                   | 16                           | 2    | 34   | 4                                       | 500             | 50                                        | 1500     | 2000          | 800         |
| Ломбрив (Пиренеи)                                    | 270                       | 50                   | 9                            | 2    | 15   | 9                                       | —               | —                                         | —        | 1500          | 300         |
| Трабюк (Центральный<br>Французский массив)           | 208                       | 70                   | 4                            | 2    | 18   | 8                                       | —               | —                                         | —        | 900           | 50          |
| Падирак (Центральный<br>Французский массив)          | 140                       | 60                   | 3                            | 2    | 35   | 2                                       | 1000            | 20                                        | 570      | 900           | 50          |
| Соде-ла-Пюсель (Цент-<br>ральный Французский массив) | 126                       | 30                   | 3                            | 2    | 21   | 3                                       | —               | —                                         | —        | 900           | 50          |
| Ла Люир<br>(Французские Альпы)                       | 105                       | 30                   | 10                           | 5    | 7    | 3                                       | 7800            | 34                                        | 1100     | 1500          | 300         |
| Авен де-Ронь (Цент-<br>ральный Французский массив)   | 90                        | 40                   | 7                            | 1    | 18   | 5                                       | —               | —                                         | —        | 900           | 50          |
| Кунгурская пещера<br>(Урал)                          | 26,4                      | 50                   | —                            | 0,8  | 6,6  | 5                                       | —               | —                                         | —        | —             | —           |
| Воронцовская пещера<br>(Кавказ)                      | 25                        | 50                   | —                            | 1,35 | 9,25 | 2                                       | —               | —                                         | —        | —             | —           |
| Долгая пещера (Кавказ)                               | 7,9                       | 9                    | —                            | 1,2  | 5,5  | 1,2                                     | —               | —                                         | —        | —             | —           |
| Худугунская пещера<br>(Сибирь)                       | 0,4                       | 30                   | —                            | 0,13 | 3    | 1                                       | —               | —                                         | —        | —             | —           |

Он представляет объем растворимой породы, в которой развита данная система полостей.

Показатель пустотности Ж. Корбеля представляет произведение  $L \cdot I \cdot H$ , где  $L$  — расстояние (на плане между крайними точками по основной оси лабиринта,  $I$  — расстояние между двумя наиболее удаленными точками, по перпендикуляру к основной оси и  $H$  — разница отметок между самой высокой и самой низкой точками пещерной системы.  $L$ ,  $I$ ,  $H$  выражены в сотнях метров.

В результате подсчетов наиболее глубокая полость Франции — пропасть Берже глубиной 1128 м — занимает второе место среди крупнейших карстовых полостей. Пещера Брамабье в Центральном Французском массиве с общей длиной ходов в 9 км имеет расстояние по главной оси лабиринта всего 700 м и не отнесена Ж. Корбелем к числу крупнейших.

Крупнейшей полостью Франции он считает источник Воклюз, у которого расстояние по прямой между местом ухода реки в карстовый массив и местом выхода на поверхность 43 км. Расход источника  $17 \text{ м}^3$  в сек. Он приурочен к сильно закарстованной области.

Приведем данные о некоторых наиболее крупных карстовых полостях Франции и СССР (табл. 34).

Возможен и другой способ определения крупности пещер путем подсчета объема полостей. Пока это делается редко. В главе V мы приводили такую цифру для Кизеловской пещеры —  $150 \text{ тыс. м}^3$ .

## Глава одиннадцатая

**ОЗЕРА КАРСТОВЫХ ПЕЩЕР, КОЛОДЦЕВ И ШАХТ**

В горизонтальных, наклонных и вертикальных пещерах, а также в карстовых колодцах и шахтах, в углублениях на дне иногда наблюдаются скопления воды, которые обычно называются озерами. Происхождение впадин подземных озер различно.

**ОЗЕРА ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ И НАКЛОННЫХ ПЕЩЕР**

Вначале вся подземная пустота или, во всяком случае, ее нижняя часть занята водным потоком. Это стадия подземной реки. Переход в стадию подземных озер происходит по-разному. В интенсивно поднимающихся районах водный поток в наклонных пещерах на пути от наивысшей точки к низшей может представлять ряд расположенных один ниже другого уровней, или бьефов, и образовать несколько водопадов. В местах падения воды у подошвы уступа образуются эвормионные котловины небольших проточных озер или мармиты. Румынский спелеолог И. Фиман посвятил им специальное исследование. Иногда в мармиту (миску) попадают обломки. Увлеченные водоворотом они принимают сферическую форму и вырабатывают округлую глубокую отполированную котловину. Подземная река Комбет близ Карлюса в департаменте Ло во Франции, находится на глубине 58—90 м. Здесь имеется 10 водопадов с наибольшей высотой 3,5 м и два эвормионных озера (рис. 27). Автор назвал подобные озера типом Комбет (рис. 55, I). Иногда, как в пещере Берже, находящейся в известняковом плато Сорнен (во Франции в департаменте Изер, в горах Веркор), наряду с эвормионными котловинами и водопадами могут быть и озера с коррозионными котловинами (рис. 55, II). Таково озеро Каду.

По мере поднятия карстующегося массива все большее и большее количество воды уходит в трещины. Трещины расширяются химическим и механическим действием воды. Увеличивается количество карстовых вод, которые текут под пещерой.

Обвалы кровли, пещерная глина, а иногда песок и галька могут создавать запруды на пути пещерной реки. Образуются плотинные озера, число которых может быть различным — от одного до 12 и более. Одиннадцать озер установлено в Деветашской пещере в Болгарии, находящейся в стадии плотинных озер. Нами плотинные

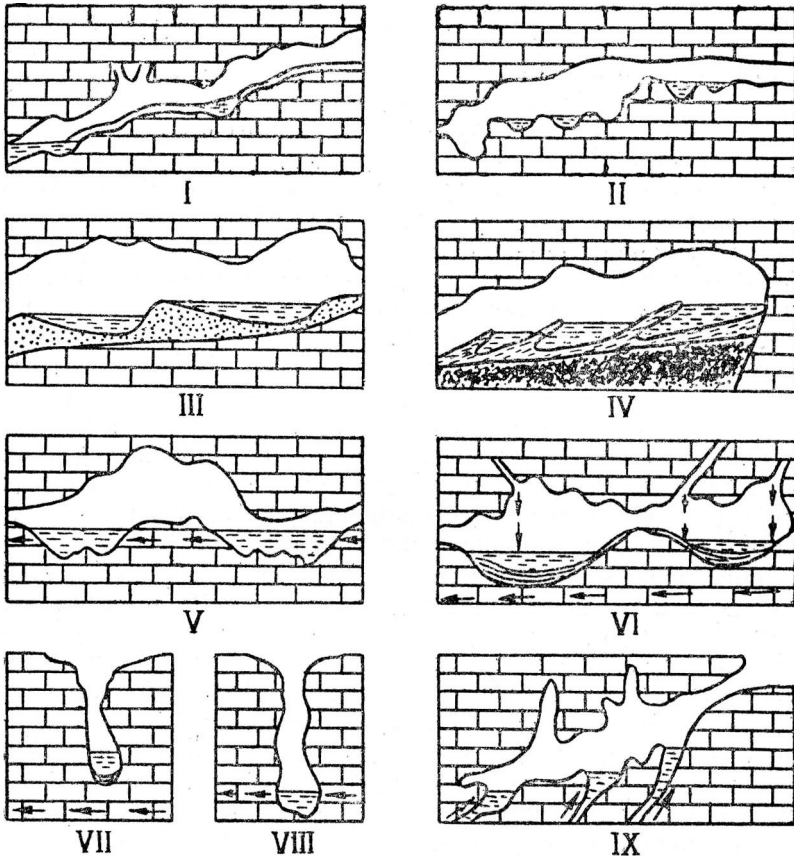


Рис. 55. Типы подземных карстовых озер.

Наклонные пещеры: I — эвразийские проточные типа Комбет; II — коррозионные котловинные. Горизонтальные пещеры: III — плотинные проточные девеашского типа; IV — плотинные слабо проточные типа Домица (плотины натечные); V — подземнопроточные кунгурского типа; VI — котловинно-аккумулятивные кизеловского типа. Шахты, колодцы: VII — аккумулятивные котловинные; VIII — подземнопроточные типа Мацоха. Гидротермокарст: IX — пещеры с восходящими минеральными водами

проточные подземные озера названы девеашским типом (рис. 55, III).

Плотины пещерных озер бывают и из карбоната кальция. Это «синтровы мисы» чехов или гуры французов. Каскад таких плотинных озер автор наблюдал в пещере Домица в Южнословацкой карстовой области (Г. А. Максимович, 19596). Образование их объяснил Зд. Рот (1948). Эти плотинные озера выделены нами в домицкий тип

(рис. 55, IV). Подобные озера имеются также в других пещерах Словакии — Ардовской и Деменовской, в Моравской карстовой области, в СССР в Хазинской пещере (Башкирия). Они известны на подземной реке Падирак (Косс, Франция), в Динарской карстовой стране в районе Постояной — в пещере Шкоцианске ямы (в западной литературе Сан-Канциан) и во многих других пещерах. Недавно опубликована фотография таких озер в пещере Акиоси в Японии (Х. Тории, 1959). Имеются они в пещере Андранбока на острове Мадагаскар. Образуются плотинные озера домицкого типа при сравнительно слабом поступлении воды, насыщенной карбонатом кальция, который выпадает из раствора и наращивает плотины, а также увеличивает толщину стенок. На земной поверхности подобные озерные ванночки описаны на Памире для термального источника Гармчашма (О. Е. Агаханьянц, 1957).

Далее, когда постоянный поток покидает пещеру и переходит вглубь, в нижележащие трещины и пустоты, то только в некоторых углублениях может сохраниться вода, которая проточна. Большая часть ее течет по трещинам и пустотам ниже пола пещеры и только в углублениях виден выход этого подпещерного потока. Озеро представляет как бы окно в подпещерном потоке карстовых вод.

Стадия подземнопроточных озер известна для некоторых пещер в гипсе и в известняках. Иногда появлению ее способствует наличие ниже пола пещеры на небольшой глубине слабо карсту ющихся пород. Кунгурская ледяная пещера находится в этой стадии. Это — озера кунгурского типа (рис. 55, V).

Когда зона горизонтальной циркуляции карстовых вод еще больше углубится в массив карстующихся пород, исчезнут и подземнопроточные пещерные озера. Тогда возможно только скопление воды в углублениях, выполненных пещерной глиной, которая создала водоупорное ложе (рис. 55, VI). Вода, поступающая сверху из трещин и органических труб в потолке пещеры, скопится в углублениях. Некоторую роль играют и конденсационные воды. Уровень и концентрация карбонатов кальция в воде котловинных непроточных озер подвержены колебаниям. Иногда вследствие испарения и увеличения концентрации раствора в пещерах в известняках на поверхности таких озер могут образоваться либо кальцитовое обрамление, либо даже кальцитовая пленка (Г. А. Максимович, 1955 а). Они были охарактеризованы в главе VIII. Непроточные аккумулятивно-котловинные озера известны в Кизеловской пещере в Пермской области. Это — кизеловский тип.

Избыток воды в непроточных озерах удаляется не только испарением. Часть воды просачивается вглубь по трещинам на участках дна пещеры, лишенных глинистого покрова. Наконец, когда вся поступающая сверху вода начинает просачиваться глубже, не задерживаясь в углублениях дна, исчезают и непроточные озера пещеры,

находящейся уже довольно высоко над зоной горизонтальной циркуляции.

В известняковом карсте на полу пещеры может продолжаться образование сталагмитов, начавшееся, судя по данным словацких пещер, в озерную, а иногда даже и в речную стадию. Значительно реже в углублениях на дне пещеры происходит образование кальцитовых оолитов и пизолитов (Г. А. Максимович, 1955 б). Они были рассмотрены в главе VIII.

Такова в основных чертах эволюция пещерных озер в зоне горизонтальной и нижней части зоны вертикальной нисходящей циркуляции. Однако в зависимости от местных геологических, литологических, геоморфологических и климатических условий в деталях она может протекать по-разному. Возможно, например, отсутствие стадии плотинных озер; в одной пещере в различных частях могут быть котловинные проточные и непроточные озера и т. д. Переход от стадии подземного потока к озерной стадии в разных пещерах также происходит по-разному. Первыми признаками озерной стадии являются не только проточные эвразийские озера типа Комбет или плотинные деветашского типа. Как в пещере Мира в Северной Венгрии, наряду с потоком могут быть и озера аккумулятивно-котловинные непроточные кизеловского типа (Я. Шандор, 1956).

### **ОЗЕРА КАРСТОВЫХ ШАХТ, КОЛОДЦЕВ, ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПЕЩЕР**

Пещерные озера могут образоваться не только в зоне горизонтальной циркуляции. Они известны и в зоне вертикальной нисходящей циркуляции в вертикальных пещерах, колодцах и шахтах. Озера эти бывают двух типов. Одни представляют углубления на дне вертикальных карстовых пустот с глинистым дном, заполненные поступившей сверху водой. Это аккумулятивные котловинные озера (рис. 55, VII). В других случаях — это выход подземных карстовых вод, часто зоны горизонтальной циркуляции, вскрытый вертикальными пустотами. Это подземнопроточные озера типа Мацохи (рис. 55, VIII). Через колодцы и шахты путем поглощения происходит питание карстовых вод. Данные об этих озерах немногочисленны, и, по-видимому, они встречаются значительно реже (рис. 56).

Таковы озера, которые были на дне Бреховского провала в Пермской области. На глубине 45 м здесь имелось два небольших озера:  $3 \times 1,5$  м с глубиной 1,8 м и  $2 \times 2$  м при глубине 1,2 м (Г. А. Максимович, Л. А. Шимановский, 1956).

На дне пропасти Мацохи (Чехословакия, Моравский карст) подземная р. Пунква характеризуется двумя плотинными озерками, образовавшимися за счет подпруды глыбовыми нагромождениями. Из каждого озерка вода сифоном протекает в пещеры. Наибольшая Длина верхнего озера 30, а ширина 16 м при максимальной глубине 11 м.

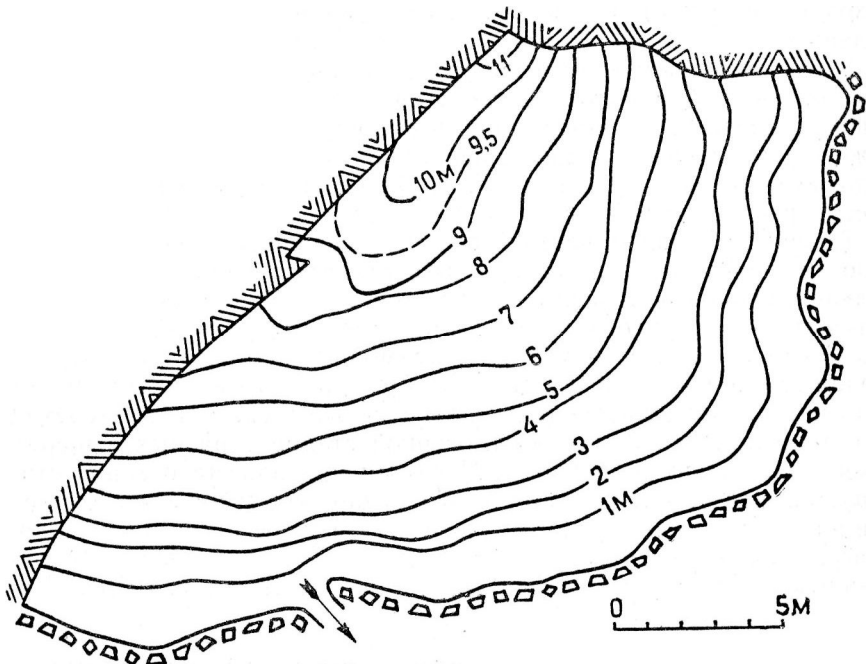


Рис. 56. Подземнопроточное озеро на дне пропасти Мацоха» Чехословакия (по О. Штелцл).

Размеры нижнего озера: длина 43, ширина 8, глубина 1 м, и только в северо-западной части озера имеется вертикальный колодец с наибольшей глубиной 25 метров.

В Требичском гроте, восточнее Триеста, карстовая шахта на глубине 258,8 м переходит в пещеру с поперечником до 140 м, высотой более 100 м. В пещере имеется подземное озеро, превышение обычного уровня которого над уровнем Адриатического моря составляет 18,96 м, 22—26 сентября 1868 г. он был на 90 м, а 1 октября этого же года — на 25 м выше обычного. В пропасти Закайна Яма (Бертарелли), находящейся также около Триеста близ Распо, вертикальный канал шахты переходит в наклонный, который на глубине 450 м заполнен водой.

Естественная шахта Сплюга делла Прета в провинции Верона в Италии на глубине 476 м переходит в подземное озеро размером 5×15 м. При поступлении воды сверху уровень в озере повышается. Шахта Язвен (Абиссо ди Верко) в Истрии на глубине 365 м кончается углублением, заполненным водой. После дождей вода в шахте бывает на более высоком уровне.



Карстовые колодцы, имеющие особенное значение в водоснабжении Юкатана, также делятся мексиканцами на две основные группы: агуада, на дне которых имеется озерко, не связанное с горизонтом подземных вод, — наш аккумулятивный котловинный тип, и сеноте, связанные с карстовыми водами, — наш подземнопроточный тип (Р. Раблес Рамос, 1950; Н. А. Гвоздецкий и Я. Г. Машбиц, 1958).

## ПОДЗЕМНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ОЗЕРА

Особую группу представляют подземные озера, питающиеся подземными водами, поступающими снизу. Это чаще всего термальные, углекислые или другие минеральные воды. Примером может явиться озеро с минеральной водой в Пятигорском провале. Провал образовался за счет выщелачивающей деятельности восходящих минеральных вод. Находящееся на дне провала озеро глубиной до 10 м с синезеленой водой характеризуется наличием гидравлической связи с Пятигорскими минеральными источниками. Отмечено, что подъем уровня в озере совпадает со временем увеличения дебита минеральных источников.

Подземное озеро с минеральной водой находится в Бахарденской пещере. Она расположена на северном склоне Копет-Дага в Туркмении, на линии термальных источников. Вход в пещеру через карстовый колодец в известняках имеет поперечник 5 и глубину до 10 м. Бахарденская наклонная пещера, или Ков, имеет длину 220, ширину до 50—57 при высоте до 20 м. В наиболее нижней части находится озеро длиной 70, максимальной шириной около 30 и глубиной 5—12 м. Уровень воды в озере на 60 м ниже устья входа в пещеру. Он изменяется по сезонам — зимой снижается, а летом повышается, однако амплитуда колебания невелика: 10—15 см. Температура воды в озере летом 37,5, а зимой 34°. Вода сульфатно-натриево-хлоридная с сухим остатком 2,865 г/л. В пещере наблюдается запах сероводорода (М. П. Петров, 1956; М. А. Ротко, 1956).

В Збрашовской «арагонитовой» пещере на берегу р. Бечвы (Чехословакия, Границкий карст) имеются 8 озер с поступающей снизу водой, насыщенной углекислотой (рис. 55, IX). Глубина их до 15 м. Температура на дне озера до 20—24° при температуре воздуха 13°. Содержание  $\text{CO}_2$  в воздухе достигает 36 %. В «Пещере смерти», заполненной углекислым газом, на дне озера с углекислой водой находятся похожие на сталагмиты гейзеровые капельники, образовавшиеся от выпадения травертина в месте выхода источника.

На дне Мацушки, или «Границкой пропасти», в северной части имеется небольшое озерко с минерализованной водой глубиной до 36 м. Оно питается выходящим на дне пропасти углекислым источником. Уровень воды в озере на 1,4 м выше уровня протекающей недалеко р. Бечвы. Размеры озера: длина 38, ширина 22 и наибольшая

глубина 37,5 м. Объем его более 500 м<sup>3</sup>. Вода в озере имеет темно-голубовато-зеленый цвет и температуру от 12 до 15° (И. Кунски, 1957).

### НЕКОТОРЫЕ ТИПИЧНЫЕ КАРСТОВЫЕ ОЗЕРА ПЕЩЕР

Хорошим примером плотинных озер может явиться Деветашская пещера в Болгарии, находящаяся в 20 км к северу от Ловеча, на правом берегу р. Осым. За первым озером выше водопада высотой 4 м и шириной 10 м, обусловленного запрудой, называемой Калето, находится второе озеро длиной 130 м и шириной до 8 м. Оно примыкает ко второй запруде — Пристанище, за которой идет третье озеро. За маленькой запрудой находится четвертое озеро, оканчивающееся у порога (запруды) Леговия. Всего в пещере 11 озер различной величины и шесть значительных порогов. Глубина озер от 4 до 9 м, а высота порогов над поверхностью воды в нижележащем озере от 0,6 до 7 м. Пороги состоят из обломков, принесенных водой, и водонепроницаемого песчано-глинистого материала. Вследствие этого вода из озер вытекает путем переливания через край. Временами под напором воды пороги разрушаются, а затем вновь возникают. Некоторые пороги, например Леговия, состоят целиком из известняка и потому водопроницаемы.

Выше уже указывалось, что переход от стадии пещерного потока к озерной стадии может произойти не только путем образования плотинных озер. Постоянный поток может смениться временным, который будет функционировать в периоды обильного поступления в пещеру вод с поверхности — во время весеннего снеготаяния, а для тропиков и субтропиков — в периоды дождей. В периоды малого поступления вод в пещере в углублениях наблюдаются только котловинные озера. Таким образом, у пещер этой переходной стадии в течение года наблюдается кратковременная стадия пещерного потока, которая сменяется стадией котловинного озера и существует большую часть года.

Примером этой стадии может служить Шемахинская пещера, находящаяся на правом берегу р. Шемахи (правого притока р. Уфы) в Нязепетровском районе Челябинской области. В пещере, приуроченной к девонским массивным рифовым известнякам, имеется два озера. Первое из них находится в 50 м от входа и характеризуется глубиной до 7 м. Зимой это озеро покрыто льдом, который в теплое время оттаивает. Второе озеро находится в конце пещерной галереи. Весной, когда один из рукавов р. Шемахи поглощается карстовой воронкой и через понор поступает в пещеру, уровень воды в подземном озере повышается, и из пещеры начинает вытекать источник. Излив воды происходил в 1940 г. с 21 апреля до конца мая, а в 1941 г. — с 9 мая до середины июня. При этом

расход достигал в 1940 г. 3000 л/сек, а в 1941 г. — 3500—4000 л/сек. После прекращения излива вода в пещере постепенно отступала в глубь галереи, и уже к началу зимы она была в 50 м от входа в углубление, обычно занятое первым озерком. Воды Шемахинской пещеры, приуроченные к известнякам, гидрокарбонатно-кальциевые, содержание других ионов в них ничтожно. По сезонам содержание  $\text{HCO}_3$  (в мг/л) следующее:

| Зима    | Весна | Лето    | Осень   |
|---------|-------|---------|---------|
| 240—265 | 50—60 | 120—130 | 140—160 |

Содержание  $\text{HCO}_3$  в речных водах, поглощаемых весной воронкой, составляет 30—50 мг/л. В соответствии с изменением минерализации пещерных вод менялась их агрессивность. Содержание агрессивной уголекислоты весной достигало 20—40 мг/л и постепенно уменьшалось летом и осенью. Зимой она либо отсутствовала, либо составляла 1—2 мг/л.

Кунгурская ледяная пещера известна своими 36 котловинными подземнопроточными и непроточными озерами. Площадь наибольшего из них в гроте Дружба народов около 700 м<sup>2</sup> при средней глубине 4 м и максимальной — 6 м. Другие из более значительных озер, в так называемой Заозерной части, имеют площадь 400 и 220 м<sup>2</sup>, а наиболее длинное (60 м) — 350 м<sup>2</sup>. Остальные озера имеют меньшую площадь, а наименьшие из них — 15—20 м<sup>2</sup> и глубину около 0,5 метра.

Уровень воды в озерах подвержен колебаниям. Он примерно на 0,1—0,15 м выше уровня воды в р. Сылве, на берегу которой находится пещера. Когда вода в р. Сылве убывает, уровень подземных озер понижается, и наоборот. Так как рельеф дна гротов неровен, а озера неглубоки, то при колебаниях уровня не только площадь, но и число их меняется. Так, в гроте Дружба народов при низком стоянии воды наблюдается три озера, которые при высоком уровне сливаются в одно. В Озерном гроте периодически наблюдается то двенадцать, то одно озеро. Таким образом, большая часть озер Кунгурской ледяной пещеры подземнопроточна и через систему трещин находится в гидравлической связи с р. Сылвой.

Небольшая часть озер этой пещеры непроточна. Они приурочены к углублениям, выполненным элювиальной глиной. Поступающая с поверхности по трещинам и органам трубам вода скопляется в этих понижениях и образует озера, уровень которых при низком стоянии воды не связан с р. Сылвой. В Кунгурской пещере, по данным исследований 1934—1935 гг., уровень воды в аккумулятивно-котловинных непроточных озерах был на 4 м выше, чем в подземнопроточных.

Температура воды в озерах весь год постоянна и колеблется в пределах десятых долей градуса, Она составляет 4—4°,5, достигая в

некоторых редких озерах 4°,8. Состав воды озер Кунгурской пещеры обусловлен приуроченностью ее к гипсам и ангидритам. Воды здесь сульфатно-кальциевые, причем минерализация достигает 2,17 г/л.

Весьма типичное проточное подземное озеро находится в приуроченной к верхнедевонским известнякам Пашийской пещере на берегу р. Вижай в Пермской области. В озеро, эллипсовидной формы в плане, размерами большой и малой осей 8—5,5 м и глубиной около 2 м, выпадают два ручья. Уровень воды в подземном озере находится примерно на той же отметке, что и уровень р. Вижай. Вода из озера подземным путем разгружается в подрусловой поток этой реки.

Котловинными озерами характеризовалась Девичья пещера из группы Сюкеевских пещер, ныне затопленная водами Куйбышевского водохранилища. Наибольшее из них имело площадь около 1000, а по другим данным — 550 м<sup>2</sup>. Длина водоема достигала 90 м, а средняя ширина 10—12 м, при средней глубине 1—2 м. Там, где на дне имелись карстовые воронки, глубина озера доходила до 3 м. Температура воды в озере весь год была постоянной и составляла 6—8°. Второе озеро в западной заозерной части имело длину 25 и ширину 6—8 м, причем заканчивалось круглым водоемом, имевшим 8 м в поперечнике. Озера эти были приурочены к гипсовой пачке в верхней части казанского яруса пермской системы.

Котловинное озеро в известняках указывает М. Ф. Розен в пещере у д. Усть-Пустынка по р. Чарышу на Алтае. В дальней части пещеры, длиной около 28 м, имеется озеро до 2,5 м в поперечнике.

## К ГЕОГРАФИИ ПОДЗЕМНЫХ ОЗЕР

Подземные озера имеются и в других пещерах. В Западном Приуралье, в пределах Пермской области, помимо упомянутых Кунгурской и Пашийской, известны озера в пещерах Дивьей, Велсинской, Родничной, Большой Всеволодской, Кизеловской (глубиной 2,5—3 м), Куликовской ледяной, Андроновской ледяной (площадью 12 м<sup>2</sup> глубиной до 1,5 м), Кладбищенской, Мечкинской (площадью 4 м<sup>2</sup>, при глубине 0,5 м и площадью 8—10 м<sup>2</sup>, при глубине до 1,5 м), Тураевской, Бурцевской, Степановской и др. (Г. А. Максимович, 1947).

Южнее, в восточной Татарии и Башкирии, озера описаны в пещерах Икской (на правом берегу р. Ика выше впадения р. Узени), в горе Тюрмен-Тау, Каповой (Шульган), Симской, Курманаевской и других.

Отмечены озера и в пещерах Абхазии. В Александровской пещере в долине р. Келасури в 15 км от Сухуми имеется зал с небольшим озерком. Озерные ванночки с кальцитовым обрамлением известны в Гумской пещере у с. Андреевского близ Сухуми. Обнаружены

они и в озере в пещере Абласкира (Г. А. Максимович, 1955 б). Отапская пещера в с. Отапи Очамчирского района протяжением до 2 км заканчивается подземным озером.

В Грузии в Шаорской котловине в пещере Шараула имеется водоем, обследованный на лодке на протяжении 150 м (Л. А. Владимиров, 1959).

В Польше много подземных озер в пещерах описал К. Ковальский. Приведем данные о некоторых. В докембрийских известняках Судет в пещере близ Подгурки (Матценлох) выявлено озерко  $2 \times 0,8$  м при глубине 0,3 м, с температурой  $4^{\circ},3$ . В пещере Солна Яма (Зальцлежер) в мраморе вода в озере размером  $6,4 \times 2,4$  м имеет: температуру —  $5,1—50,8$ ; pH —  $7,5$ ; жесткость —  $4,9$  Н°; содержание кислорода —  $4—5$  см<sup>3</sup>/л. Озеро населено пещерной фауной. Несколько озер известно в Радоховской пещере, приуроченной также к мрамору. Наибольшее из них обладает площадью  $10$  м<sup>2</sup>, при глубине  $1,5$  метра.

В Нидзянской мульде, сложенной миоценовыми отложениями, имеется ряд пещер, в большинстве случаев приуроченных к гипсам. Наибольшие пещерные котловинные озера указываются для Александра и Сеславиц (три пещеры). Самое большое из них имеет длину  $15$  м при ширине  $5$  м. Глубина их не превышает  $1,5$  метра.

Небольшие озера наблюдаются в ГДР в гипсовых пещерах Южного Гарца.

В Австрии в пещере Катерлох, близ Вейца (Штирия), имеются озера. В Нижней Австрии три озера известны в сталактитовой пещере Этшер. Пещера Насселох (Мокрая дыра) заканчивается озером длиной  $6$  м и шириной  $2$  м (Г. Ридль, Э. Солар, 1959).

В Северной Венгрии между реками Шайо и Гернад в известняковом карстовом плато находится Аггтелекская пещера, длина которой  $14$  км. Она продолжается в Чехословакии, где называется пещерой Домица и имеет там протяжение около  $7$  км. В пещере Аггтелек в месте слияния подземных рек Ахерон и Стикс находится озеро длиной около  $500$  м. Оно заканчивается небольшим водопадом. В словацкой части пещеры — Домице вода, стекающая по сталактитам, иногда скапливается небольшими озерами в натечных образованиях на полу пещеры. Это уже упомянутые озера домицкого типа. Исследование на содержание цинка, меди и свинца в каплюющей со сталактитов и в озерной воде показало примерно одинаковые цифры, за исключением свинца, которого значительно меньше в озерной воде. В пещере Мира, находящейся в Венгрии в районе Аггтелекской пещеры, имеются озера со сталагмитами на дне, а также небольшие водоемы, воды которых не связаны с протекающими ручьями (Я. Шандор, 1956).

В районе Дунантула в Прибалатонском нагорье близ горы Сентдёрдь (Святого Георгия) в городе Таполица находится вход в карстовую «Пещеру озер», или Таполица. Здесь несколько озер,

по которым даже совершают прогулки на лодке (Венгрия, 1958) Во многих пещерах Чехословакии имеются озера. Кроме упомянутой уже Домицы, автор наблюдал их в Деменовской пещере в Липтовской карстовой области и в Беланской — в одноименном карстовом районе в Высоких Татрах (Г. А. Максимович, 1959 б). В последней озера невелики:  $4 \times 3$  м при глубине 1,5 м и  $5 \times 3$  м с глубиной 0,4—0,45 м. Есть и периодически появляющееся сдвоенное озеро, имеющее в плане вид восьмерки.

Понятие озера в Словакии иногда очень расширяют. А. Дроппа (1950) посвятил специальную работу озерам, образующимся в углублениях верхней части сталагмитов Деменовской пещеры. В качестве примера он приводит «озера» размером одно 9—10 см в поперечнике и глубиной 1 см, другое —  $25 \times 15$  см при глубине 10 см и другие. Образуются они за счет механического воздействия падающей капли — эрозии, растворяющего — коррозии и выпадения из раствора карбоната кальция. Последний наращивает высоту сталагмита.

Упомянем еще озера Хыновской пещеры, относящейся к Южнечешской группе карстовых районов и участков (Г. А. Максимович, 1959 б). И. Кунски и К. Хлавка (1948) указывают на плане и в описании три озера: Пуркиньово, Чертово, или Блативо, и Безымянное. Длина первых двух 25 и 12 м при глубине 3—4 м и температуре  $9^\circ$ . Из Безымянного озера течет ручеек к Чертову озеру.

В Румынии в Южных Карпатах и их предгорьях подземные озера имеются в ряде пещер на плато Мехединци. В дальней части пещеры Бая-де-Арама после дождей проход заполняется водой. В пещере Изверка в этом же районе в 130-метровом проходе есть озеро длиной 5 и глубиной 0,5 м. Второе озеро за этим проходом круглое, диаметром 10 м и глубиной 1,5 м. Температура воды  $6^\circ$ . В пещере Клезани, в 24 км от предыдущей, выявлено еще несколько озер небольшой глубины; протяженность наибольшего из них 15 м, ширина 5 м, глубина 0,5 м. В Быстрицкой массиве пещера Св. Георгия кончается озерком, которое в дождливое время полно воды. В пещере Лаломица на запад от долины р. Прахова, в массив Бучеджи, протекает подземная речка и имеются озера с чистой водой, температура которой  $4$ — $5^\circ$ . Диаметр их до 10, а глубина до 5 м. Медвежья пещера, находящаяся недалеко от предыдущей, заканчивается подземным озером, питающимся водой, стекающей сверху. В пещере Пустынный, в этом же районе, в одном из гротов отмечено небольшое озеро, питающееся капающей со сводов водой.

В пещере Циокловина, в районе Пуи, на р. Стрию, в нижнем этаже имеется озеро 5 м в поперечнике и глубиной около 2 м. В Трансильвании в области Орадя имеются озера в пещере Корбашка, а вблизи Падиша — в пещере Понора на подземной реке протяжением 2 км находятся подземные водопады и 14 озер (Румыния, 1959).

В Болгарии, кроме описанной Деветашской пещеры, небольшое подземное озеро (2×2 м) возникло в пещере Медник, находящейся в юрских известняках во Вратчанском округе близ р. Искыр. Имеются озера и в других пещерах.

В Югославии, в Словении в пещере Подпеч, в котловине Добреполье, в наклонном участке находится девять озер различной формы. Размер наибольшего, примерно овального очертания, 7×8 м; другого, имеющего треугольную форму—13,5×7 м при глубине менее 0,5 м. Третье озеро в плане похоже на восьмерку. Оно состоит из двух блюдцеобразных понижений общей длиной 4 м и при наибольшей ширине около 3 м. Глубина его, как и второго озера, менее 0,5 м. Четвертое озеро, размером 4×1,5 м, имеет глубину 0,5 м. Наибольшая глубина (около 1 м) установлена у пятого озера, размером 2×2 м. Остальные озера еще меньше. В пещере Подпеч находится биоспелеологическая лаборатория Зоологического института университета в Любляне. Более значительны озера в пещере Пивка Яма около Постойны.

В Италии в небольшой пещере Скала-Минута (провинция Салерно) пол нижнего грота занят озером размером 10×15 м с глубиной 1—2 м. Площадь другого небольшого озера 2×3 м при глубине 0,6 м (А. Бартиш, 1958).

В Северной Сардинии у мыса Качча в передней части пещеры Неттуно находится одно из крупнейших подземных озер Италии длиной 130 м (Н. Шерни, 1956).

Во Франции, в департаменте Ло близ Карлюса на подземной реке Комбет имеется два подземных озера. Первое из них находится ниже третьего водопада. Длина его 11 м, ширина 3 м, наибольшая глубина около 3 м. С одной стороны его наблюдается плоский песчаный пляж длиной до 11 м при наибольшей ширине 2,5 м. Второе, менее значительное озеро, расположенное ниже десятого водопада, при длине 11 м, имеет ширину и глубину 2 м. В пещере Мадлены близ г. Монпелье (Ю. Франция) видимое на протяжении 400 м озеро обладает температурой 16—17° и выделяет временами CO<sub>2</sub> (Ж. Арналь, 1956).

В Южной Швейцарии (кантон Тичино) в пещере Мерида имеется озерко домицкого типа с наибольшим поперечником около 5 м (Г. Котти, Ф. Мугиаска, 1957).

На острове Мальорка (Балеары) в гроте Пон выявлено озеро Виктория с эксцентричными сталактитами над ним. В пещере Дракона находится многоводное озеро Мартеля.

В Африке, в Северной Родезии, известен карстовый Колодец, переходящий в пещеру, на дне которой находится подземное озеро. В Дамарленде в пещерах Обаб, Аигаб (протяжением 35 м) и Аигамас (70 м) живут слепые рыбы с рудиментарными глазами.

В Ливии (район Бенгази) в пещере Лоте, состоящей из трех гротов, соединенных проходами, подземное озеро с пресной водой имеет глубину 12 м (П. Нубер, 1956).

На Яве, на карстовом плато Гунонг-Севу, на дне колодцеобразной пещеры Леванг-Блелу имеется небольшое озеро.

В Австралии карстовые Озера отмечены в пещерах Чиллаго (в Австралийских Кордильерах). Наиболее известны они в Озерной пещере Суонленда, отличающейся также грандиозными колоннами и многочисленными сталактитами. Эта пещера приурочена к четвертичным береговым известнякам. В карстовой области Налларбор в пещере Витюлба находится озеро размером 152×30 м. В пещере Куналда наибольшее озеро обладает длиной 165 м, средней шириной 15 м при глубине 15 м. В пещере Уйибби длина озера достигает 396 м, а глубина в центре — 30 метров. В Северной Америке в штате Кентукки в крупнейшей Мамонтовой пещере имеется три озера, одно из которых называется «морем». В Техаской пещере Крейхед близ Суитуотера расположено озеро длиной 165, шириной 60 м при глубине 19,5 м (Т. Барр, 1955).

В Мексике, в районе г. Мерида (полуостров Юкатан), в пещере Хоктун, имеющей длину 100, ширину 20—40 м при высоте 1,5—3 м, значительная часть дна занята подземнопроточным озером с глубиной 30 м (Н. А. Гвоздецкий, Я. Г. Машбиц, 1958).

На этом закончим краткую характеристику подземных озер. Мы не ставим перед собой непосильной задачи описать большинство пещерных водоемов нашей планеты. Даже приведенные примеры показывают наличие на различных континентах подземных озер в десятках (а несомненно — и в сотнях) пещер. Это позволяет считать выделенную нами озерную стадию развития пещер обоснованной. Как уже указывалось, проявляется она по-разному, что обуславливает разнообразие подземных озер.

По размерам в поперечнике подземные озера могут быть подразделены на большие > 100 м, средние 100—10 м и малые < 10 м. А. Дроппа (1950) относит к озерам и заполненные водой углубления на вершинах сталагмитов. Это уже очень малые озерики с поперечником менее одного метра.

Генетическая классификация подземных озер приведена в табл. 35.

## О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ВОД ПОДЗЕМНЫХ КАРСТОВЫХ ОЗЕР СССР<sup>1</sup>

Химические анализы вод подземных озер немногочисленны. Один из первых принадлежит А. А. Лебединцеву и В. И. Бондареву

<sup>1</sup> Ранее опубликовано: Г. А. Максимович. О химическом составе вод подземных карстовых озер СССР, Химическая география и гидрогеохимия, вып. 2 (3), Пермь, 1963



Таблица 35

**Генетические типы подземных карстовых озёр**  
(по Г. А. Максимовичу, 1960)

| Зоны циркуляции                                | Карст                                                                                             |                                                          |                            | Гидротермокарст                            |
|------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|----------------------------|--------------------------------------------|
|                                                | пещеры                                                                                            |                                                          |                            |                                            |
|                                                | горизонтальные                                                                                    | наклонные                                                | вертикальные               | с минеральными водами                      |
| Вертикальной нисходящей                        |                                                                                                   |                                                          | Аккумулятивные котловинные |                                            |
| Подвешенной — реликта горизонтальной с потоком | Плотинные проточные — Домица. Подземнопроточные — Кунгурский. Котловинно-аккумулят. — Кизеловский |                                                          |                            |                                            |
| Переходной и горизонтальной                    | Плотинные проточные — Деветашский                                                                 | Эвразийские проточные — Комбет. Коррозионные котловинные | Подземнопроточные — Мацоха |                                            |
| Вертикальной восходящей                        |                                                                                                   |                                                          |                            | Пятигорский<br>Бахарденский<br>Збратовский |

(1896), которые исследовали воду озера в пещере Суук-Хоба в Крыму, приуроченной к известнякам. Анализ этот публиковали также П. М. Васильевский и П. И. Желтов (1932). Н. Н. Макшеев (1915) приводит анализ Бахарденского подземного озера.

Химический состав подземных озёр в советское время изучается, начиная с 1917 г. Э. Э. Карстенс (1933) анализирует воду озера Пятигорского провала, М. П. Петров (1956) характеризует озеро Бахарденской пещеры. Г. А. Максимович и Г. Г. Кобяк (1941) публикуют данные по Кунгурской пещере, где приводятся анализы за 1934 и 1940 годы.

Освещается состав вод озёр пещеры р. Ик в Башкирии, Кизеловской пещеры (Л. В. Голубева, 1953). В популярном журнале имелось указание на изучение химического состава вод подземных озёр Сюкеевских пещер без приведения анализов (У. З. Галиев, М. С. Кавеев, В. А. Любочка, 1955). Данные этих анализов были любезно предоставлены автору.



|                | 2090 | 4  | 1360 | 122 | 567 | 24 | 2  | 10 | 1 <sup>1</sup> | 6. 4. 40   |
|----------------|------|----|------|-----|-----|----|----|----|----------------|------------|
| " "            | 1727 | 8  | 1117 | 121 | 422 | 48 | 11 | —  | —              | 1954       |
| П-Сергинская I | 1776 | 8  | 1055 | 194 | 446 | 23 | 25 | 21 | 4              | 2. 9. 48   |
| Девичья        | 1904 | 14 | 1127 | 222 | 494 | 24 | 9  | 14 | —              | 12. 11. 48 |
| "              | 1771 | —  | 1017 | 217 | 480 | 21 | —  | 32 | 4 <sup>2</sup> | 7. 9. 49   |
| "              | 1979 | 9  | 1172 | 245 | 511 | 33 | 9  | —  | —              | 8. 9. 51   |

SO<sub>4</sub>—Ca—Na гидрохимическая фация

|                       |      |    |      |     |     |    |     |   |   |           |
|-----------------------|------|----|------|-----|-----|----|-----|---|---|-----------|
| Кунгурская:           |      |    |      |     |     |    |     |   |   |           |
| грот Дождей           | 2012 | —  | 1320 | 107 | 312 | 48 | 225 | — | — | 1954      |
| грот Геологов, оз. 24 | 2034 | 15 | 1282 | 175 | 259 | 48 | 180 | — | — | 1954      |
| " " оз. 1             | 1945 | —  | 1282 | 161 | 320 | 62 | 195 | — | — | 1954      |
| грот Титанический     | 2060 | 15 | 1282 | 188 | 263 | 76 | 236 | — | — | 1954      |
| Девичья               | 1510 | 6  | 918  | 146 | 267 | 11 | 162 | — | — | 18. 6. 53 |

## Карстовая шахта в гипсах и известняках

|                          |      |    | SO <sub>4</sub> —HCO <sub>3</sub> —Ca гидрохимическая фация |     |     |    |
|--------------------------|------|----|-------------------------------------------------------------|-----|-----|----|
| Девичья <sup>5</sup>     | 706  | 5  | 323                                                         | 177 | 166 | 12 |
| Бреховский провал, оз. 1 | 986  | 8  | 456                                                         | 255 | 185 | 27 |
| " " оз. 2                | 1077 | 12 | 518                                                         | 255 | 200 | 34 |

3<sup>3</sup> 5. 6. 49  
1954  
1953

## Пещеры с минеральными водами

|                    |      |     |      |                 |     |    |          |   |   |      |
|--------------------|------|-----|------|-----------------|-----|----|----------|---|---|------|
| Пятигорский провал | 4352 | 868 | 725  | 1406            | 406 | 58 | 831 + 58 | — | — | 1917 |
| Бахарденское озеро | 2757 | 394 | 1382 | 96 <sup>6</sup> | 336 | 81 | 428 + 40 | — | — | 1915 |
| " "                | 2858 | 468 | 1255 | 228             | 323 | 53 | 507 + 27 | — | — | 1924 |

## Примечания:

1. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—0,3;  
2. " —0,12;  
3. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—0,05;  
4. Na больше, чем Ca;  
5. Во время половодья;  
6. CO<sub>3</sub>.

Некоторые химические анализы вод подземных озер Пермской области произведены экспедицией кафедры динамической геологии и гидрогеологии Пермского университета в 1954 г. С. П. Ермаков (1957) публикует данные неполного химического анализа подземного озера Пашийской пещеры, а Е. В. Ястребов (1958) — Дивьей.

По данным химических анализов, как опубликованных, так и имеющихся у автора, подземные озера можно разделить на приуроченные к известнякам и к гипсам (табл. 36). К первым относятся озера пещер Кизеловской, Дивьей, Суук-Хоба, а также не приведенной в таблице Пашийской. Здесь преобладают гидрокарбонатно-кальциевые воды. Ко второй группе относятся воды озер Икской, Кунгурской, Пермско-Сергинской пещер Пермской области и Девичьей (из группы Сюкеевских пещер) в Татарии, которые характеризуются сульфатно-кальциевыми водами. Исключением является анализ пробы, взятой во время половодья, когда воды р. Волги проникали в Девичью пещеру. Такой же примерно состав вод озер на дне карстовой шахты Бреховского провала, где наблюдаются сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевые воды.

Особую группу представляют подземные озера, питающиеся восходящими минеральными водами. Сюда относятся Пятигорский провал и Вахарденская пещера. В первом озере гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-сульфатные воды с минерализацией 4352 мг/л

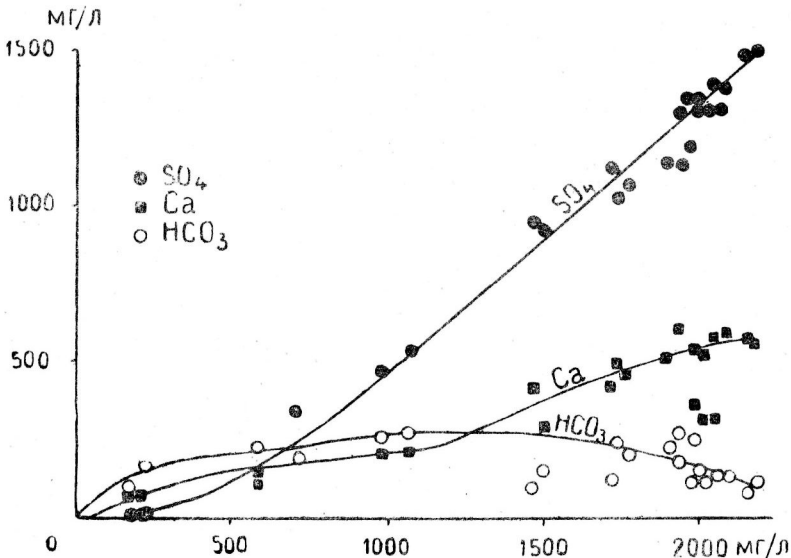


Рис. 57. Изменение гидрохимических фаций вод подземных озер в зависимости от общей минерализации.

имеют температуру  $30^{\circ},2$ . Состав свободного газа:  $\text{CO}_2$  — 83 %,  $\text{N}_2$  — 16,8 %,  $\text{O}_2$  — 0,2 и  $\text{H}_2\text{S}$  — следы. Озеро в Бахарденской пещере с температурой  $34\text{—}37^{\circ},5$  характеризуется сульфатно-натриево-хлоридно-кальциевыми водами и минерализацией 2757—2858 мг/л.

Приведенные новые анализы не изменили сделанные Л. В. Голубевой (1953) выводы о зависимости гидрохимических фаций карстовых озер от общей минерализации (рис. 57). Пределы для гидрохимических фаций подземных озер в известняках и гипсах (без минеральных): гидрокарбонатно-кальциевая — минерализация до 550 мг/л, сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевая — 650—1250 мг/л, сульфатно-кальциевая —  $> 1250$  мг/л. Эти данные несколько отличаются от приведенных Л. В. Голубевой, которая рассматривала не только подземные, но и в значительной степени поверхностные карстовые озера.

## ГЛАВА ДВЕНАДЦАТАЯ

**ЕСТЕСТВЕННЫЕ ТОННЕЛИ, МОСТЫ И АРКИ  
КАРСТОВЫХ РАЙОНОВ**

В карстовых областях, сложенных известняками, доломитами и мрамором, реже гипсом и ангидритом и еще реже солью, наблюдаются естественные мосты. При поднятии страны и врезании магистральных речных артерий вскрываются потоки, протекающие в тоннелях в зоне горизонтальной циркуляции.

В литературе описан ряд карстовых тоннелей. Наибольшую известность имеет тоннель Мае д'Азиль в предгорьях Пиренеев, в департаменте Арьеж во Франции, имеющий длину 400 м. Он прорезан р. Аризой в известняках. От этого тоннеля получила название и Азильская эпоха археологов. Он привлекал внимание человека с мадленского времени. Находки этой культуры сделаны у входа и посередине подземной галереи, там, где обрушение свода образовало отверстие, достаточное для освещения внутренности тоннеля и способствовавшее выходу дыма костров (П. П. Ефименко, 1953; Э. А. Мартель, 1908).

Э. А. Мартель (1894) приводит данные и о других карстовых тоннелях: Нам-Хин-Бун длиной 4 км в Лаосе и Пунг около Тонкина (Индокитай); пещера Дубок в Югославии; Альвиела в Португалии; Эшель (Савойя) и Брамбио (Гар) во Франции (А. А. Крубер, 1915). Разрушение карстовых тоннелей происходит путем постепенного обрушения сводов, что приводит в конечном счете к уничтожению их (в Мае д'Азиль еще только провальное «окно»). На уцелевших участках остаются естественные мосты. Узкие из них называют естественными арками.

Таким образом, в карстовых районах при наличии соответствующих условий наблюдается следующий генетический морфологический ряд: естественный тоннель → естественный тоннель с провальными окнами → естественные мосты в каньонообразной долине с нависающими сводами → естественный мост в каньонообразной долине → естественный мост в долине с более пологими склонами → естественная арка (рис. 58). В зависимости от местных условий в разных карстовых районах наблюдаются различные стадии этого процесса вскрытия горизонтальных карстовых каналов обрушением. При наличии значительной толщи известняков над карстовым тоннелем мосты могут и не образовываться. Такие условия имеются

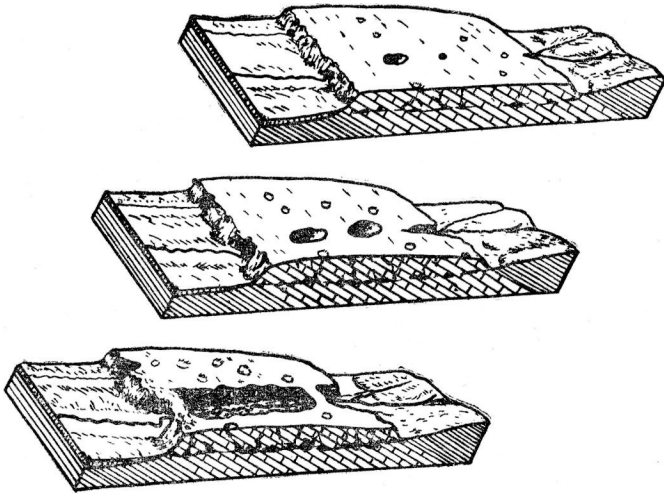


Рис. 58. Схема развития тоннелей в карстовых районах (по Р. Кеттнеру, переработано К. А. Горбуновой).

Вверху — карстовый тоннель с провальным окном. В середине — тоннель с двумя окнами. Внизу — карстовая долина, возникшая в результате провала свода пещеры, с аркой (слева) и карстовым мостом.

у карстового источника, вытекающего у самого берега Черного моря в Гаграх. Свод подземного канала растет в высоту за счет обрушения и, приняв устойчивую параболическую форму, на этой стадии будет находиться достаточно длительное время. При наличии вверху толщи известняков в 200—400 м вскрытие тоннеля маловероятно.

При сравнительно небольшой толще в своде тоннеля вначале образуются единичные провалы (Азильская стадия). Тоннель Брамбио представляет следующую стадию. Когда обрушившиеся Участки свода будут преобладать над уцелевшими, появляются карстовые мосты (стадия Шкоциана). Когда уцелеет только один мост в долине реки, это — Виргинская стадия. И, наконец, когда наблюдается только узкая арка над сравнительно пологими берегами реки, это — стадия Ардеш.

В зависимости от местных условий процесс обрушения сводов тоннелей происходит по-разному и эволюция карстового ландшафта может проходить не все намеченные стадии. В частности, карстовый мост может обрушиться сразу, минуя стадию арки или Ардеш.

Приведем данные о карстовых мостах Земли.

## К ГЕОГРАФИИ КАРСТОВЫХ МОСТОВ И АРОК

В отечественных сводных работах по карсту А. А. Крубер (1915), И. К. Зайцева (1940) и Н. А. Гвоздецкого (1954) нет данных о карстовых мостах в СССР. Между тем они имеются на Урале, в Эстонии, на Кавказе, в Крыму, в Средней Азии, Сибири.

На Урале карстовые мосты и арки имеются в Пермской Свердловской областях и Башкирии (Г. А. Максимович и К. А. Горбунова, 1958; Г. А. Максимович и Г. Т. Чунарев, 1960).

Губахинский карстовый мост находится на левом берегу р. Косьвы в г. Губахе в верхней части четвертой гряды известняков, сложенной отложениями башкирского яруса каменноугольной системы. Основание моста расположено на высоте 52 м над уровнем воды в реке. Известняки падают моноклинально под углом  $45^\circ$  на юго-запад и сильно разбиты трещинами. Мост образовался в уступе известняка, в котором имеется несколько небольших ниш шириной 0,5—1 м и до полуметра глубиной. Он возник из небольшой пещеры, которая была приурочена к участку пласта с повышенной трещиноватостью. Длина пещеры составляла 10—12 м. Южный конец ее слепо упирался в скалу, а затем превратился в нишу. В дальнейшем с увеличением высоты пещеры свод с южной стороны постепенно обрушивался. Вынос материала происходил в сторону р. Косьвы.

Таким же путем происходит образование нового моста в этом же уступе. В настоящее время с обеих сторон наметившегося моста имеются ниши, соединенные между собой внутренними трещинами и щелями. Отличие состоит в том, что вынос материала из меньшей, восточной ниши происходит под карстовый мост.

Свод карстового моста разбит множеством трещин на обломки и глыбы. Это указывает на то, что Губахинский мост просуществует недолго. Он имеет ширину 3,4—5,3 м, длину 6,2 м, высоту 1,5—3,2 м, толщину 2,0—4 м. В южной части моста находится ниша, которая слепо упирается в породы, а пол ее наклонен на северо-восток.

Усть-Койвинская карстовая арка в камне Дыроватом расположена на правом берегу р. Чусовой в 2 км выше устья р. Койвы, близ пос. Усть-Койва. Кроме карстовой арки, в камне имеются три пещеры. Камень выступает в виде пяти отдельных голых скал залесенного массива. Крайние скалы более массивные, средние — в виде острых зубьев. От воды летом скалы отделены пологой поймой шириной 6—12 метров.

Камень Дыроватый сложен переслаивающимися известняками и доломитами мячковского и подольского горизонтов московского яруса каменноугольной системы, которые моноклинально падают на запад под углом  $59—61^\circ$ .



Карстовая арка находится в верхней части второй (от поселка) скалы и представляет собой естественное отверстие в ней. Основание арки расположено на высоте 24 м над уровнем воды в Чусовой, что соответствует второй надпойменной террасе. Отверстие арки ромбовидное, размером 9×11 м. Восточная стенка арки представляет ровную поверхность, совпадающую с поверхностью напластования, возможно, осложненную местным тектоническим смещением, так как похожа на зеркало скольжения.

Сводовая часть арки и ее западная стенка имеют неправильно овальную форму. Они сильно разбиты трещинами. В восточной части свода, там, где толщина его минимальна (6—7 м), имеется сквозное отверстие диаметром 60—70 см, образованное на поверхности напластования и напоминающее органы трубы пещер.

Пол под аркой слабо наклонен на запад и под углом 10—15° на юг к реке. Он усыпан дрсвой и мелкой щебенкой, которая у западной стенки сменяется более крупной. У входа арки, обращенного к реке, находятся крупные обломки известняка, вывалившиеся из свода. Осыпь, покрывающая основание арки, спускается вниз почти до самой реки. У западной стенки арки имеется промоина, представляющая собой русло временных потоков.

Размеры арки следующие: высота отверстия 7,4—8,6 м, ширина 10—12 м, толщина свода по вертикали 11—12,6 м, в восточной части (по напластованию) 6—7 м. Породы, слагающие арку, разбиты многочисленными, главным образом тектоническими, трещинами, расширенными выветриванием (рис. 59).

Усть-Койвинская арка — это сохранившийся вход в пещеру, которая была на месте современного лога, находящегося за аркой. Свод этой пещеры обрушился, на что указывают крупные обломки пород на дне лога и его форма в виде вытянутой чаши.

Имеются карстовый мост и арка в камне Плакун. Камень этот находится на левом берегу р. Чусовой в 2,5 км ниже пос. Створ. Он представляет массивный мшанково-брахиоподовый риф, сложенный известняками сакмарского яруса пермской системы. На северо-западном окончании камня прослеживаются породы, облекающие риф. Сам риф со стороны Чусовой разбит крупными трещинами на отдельные скалы.

Карстовый мост расположен на юго-восточном конце камня и имеет выход в долину р. Большая Исаковка, левого притока Чусовой. Б. Исаковка имеет глубокую долину с крутыми бортами и прорезает риф в юго-восточной части. В верхней части левого берега долины, приблизительно в 600 м от устья Б. Исаковки, на высоте 42—43 м над уровнем воды в реке, на уровне второй надпойменной террасы находится карстовый мост. Азимут простирания моста ю.-в. 170°. Отверстие под мостом ведет в небольшой чашеобразный лог, который спускается в долину Б. Исаковки. Длина лога 30 м, а ширина около 45 метров.



Рис. 59. Карстовая арка в камне Дыроватом на р. Чусовой, Пермская область (фото Г. Т. Чунарева).

Породы в сводовой части моста разбиты крупными трещинами шириной до 1—2 см, основная ориентировка которых совпадает с направлением продольной оси моста. Трещины эти относительно редки и увеличены выщелачиванием. Стены моста обладают довольно гладкой поверхностью. Выветривание неравномерное, причем наиболее разрушены юго-западная стена и северный конец моста.

Северо-западное окончание моста представляет собой пещеру, свод которой частично обрушился, а часть пещеры слепо упирается в скалу, переходя в крупные трещины. В месте провала свода образовалась небольшая осыпь. Пол под мостом покрыт дресвой и щебенкой. Наиболее крупная щебенка наблюдается у западной стенки в северном конце моста. Пол этот имеет слабый наклон на юг, образуя перед южным выходом чашеобразное углубление.

Размеры моста следующие: ширина 12 м, высота на южном конце 4 м, на северном — 1,5 м, длина пролета от 8,5 до 3 м, толщина свода 3,5—1,5 м. На западной стенке моста имеется слой доломита мощностью 0,35 м. Элементы залегания его следующие: угол падения  $50^\circ$ , азимут падения с.-з.  $158^\circ$ . В сводовой части моста слой резко выклинивается, не прослеживаясь до конца. На восточной стенке признаков его не обнаружено. Этот слой доломита разбит множеством мелких трещин и в нем имеются два кармановидных углубления (до 25—30 см) и небольшая ниша внизу.

Плакунский карстовый мост образовался за счет обрушения свода небольшой пещеры.

Описанные карстовые мосты и арки в Пермской области изучены наиболее детально (Г. А. Максимович и Г. Т. Чунарев, 1960).

В последнее время И. Н. Шестов (1962) дал характеристику Карстовой арки на р. Березовой в Чердынском районе Пермской области. Она находится у пос. Дыроватиха в каменноугольных известняках. Арка расположена на 20 м выше уровня воды в реке и конусообразно расширяется кверху от 0,5 до 3,5 м. Ширина ее 1,5 м, а толщина — от 3 до 6 м. Ширина пролета около 3,5 метра.

Карстовый мост, тоже на севере Пермской области, на р. Большой Колчим описан П. А. Софроницким (1962). Он находится в 2,4 км ниже д. Чурочной и в 1,5 км ниже устья р. Чурочной в силуйских известняках. Мост имеет внизу ширину пролета и высоту полукруглого отверстия 1,2 м при длине 4 м. Пол тоннеля находится на 40—50 м выше уреза реки.

В Пермском областном краеведческом музее имеется фотография карстовой арки камня Дыроватого на р. Вишере.

О карстовых мостах, находящихся в Свердловской области и Башкирии, имеются очень неполные данные.

В Свердловской области Р. Б. Рубель (1961) упоминает о сквозной пещере в Синем камне на р. Чусовой. Рельеф района детально не описан, Указано только, что протяжение узкого прохода

в известняках 22 м. Возможно, что это природный тоннель или мост.

В Башкирии в бассейне р. Нугуш, правого притока Белой, нав известно три природных моста-арки. Один из них в известняках высотой 10 м описал в 1946 г. В. П. Зенкович; другой на притоке Нугуша — р. Копперля описал в 1949 г. И. А. Печеркин (1962). В бассейне Нугуша по рекам Савке и Копперля в области развития девонских и каменноугольных известняков очень обычны карстовые явления в виде воронок, оврагов, понор и пещер. Речка Савка в 900 м к югу от одноименной деревни теряет поверхностный поток в поноре в верхнедевонских (франских) известняках. Сухая долина имеет V-образный профиль, а дно ее усеяно карстовыми воронками от 10 до 50 м в поперечнике и глубиной от 15 до 70 м. По р. Копперля, имеющей довольно крутой уклон русла, там, где ширина долины до 60 м, обнаружен карстовый мост в известняках (Г. А. Максимович, К. А. Горбунова, 1958; Г. А. Максимович, Н. А. Максимович, 1955). И. К. Кудряшов (1960) указывает, что в верховьях р. Урюк, впадающей в Нугуш, по ее притокам также известны карстовые мосты.

Небольшую, но интересную карстовую арку наблюдал И. Н. Шустов в артинских известняках р. Тавринки близ с. Абдулаево в Башкирии. Тавринка — небольшая исчезающая карстовая речка, правый приток р. Ай. Абдулинская арка находится в выступе коренного берега на высоте 25 м над урезом воды. Высота ее 0,7 м, ширина отверстия внизу 0,5 м, при протяжении хода 2 м. Ось сохранившегося отверстия карстового канала параллельна реке. Это указывает на то, что Абдулинская арка образовалась в результате обрушения свода канала древней пещеры. От канала пещерной реки уцелела только небольшая арка.

Всего в настоящее время автору известно на Урале 12—13 карстовых мостов и арок. В известной работе по карсту, написанной на материале Урала, они даже не упоминаются, хотя приводятся сведения о мостах Балкан и Франции (Д. В. Рыжиков, 1954).

В других районах СССР карстовые мосты большая редкость. Небольшой мост в известняках в районе Костивере автор наблюдал в Эстонской карстовой области. В Средней Азии А. С. Кесь (1955) указывает для Устюрта карстовые мосты в перемычках между замкнутыми впадинами и приводит фотографию карстовой арки, свод которой уже начал обрушаться. В Крыму на западном склоне Чатырдага в известняках имеется арка, которая трактуется и как кольцо выветривания (П. М. Васильевский, П. И. Желтое, 1932).

В Северо-западном Алтае, в верхнесилурийских известняках К. П. Черняева и Е. Л. Артемьева (1962) описали две карстовые арки и два карстовых коррозионных окна,

В среднем течении р. Чарыш у с. Усть-Пустынка на правом берегу в скале «Монастырь», в северной части юго-западного склона находится арка «Яманы ворота». Высота прохода 2,5—3 м, ширина — 3,5 м. Отверстие имеет форму неправильного шестиугольника. Толщина свода 2,5 м. Основание свода имеет высоту 72 м над подножием склона и 75 м над уровнем воды в Чарыше. Это соответствует уровню пятой надпойменной террасы и шестому ярусу пещер. Арка «Яманы ворота» — уцелевшая часть свода небольшой пещеры. За ней находится провальная воронка, дно которой загромождено глыбами известняка.

Вторая карстовая арка и два карстовых окна находятся в Ануйском районе в известняковой гряде на правом берегу Пещерного лога, впадающего в р. Каракол, приток Ануя. В 1 км от устья лога на высоте 40 м над дном имеется карстовая арка с асимметричным отверстием ланцетовидной формы, высотой 10 м и шириной внизу 2,5 м и сверху 1,5 м. Свод арки в центральной части толщиной около 5 м. Длина прохода 7 м. Арка провального происхождения, так как примыкает к котловине, на дне которой лежат обрушившиеся глыбы известняка свода пещеры.

В центральной и западной частях известняковой гряды Пещерного лога имеется два отверстия или коррозионных окна. Первое окно находится на высоте около 50 м над подножием склона и 60 м над дном лога. Толщина известняка в кровле кольца 4—5 м. Высота отверстия 3 м, ширина в верхней части около 3 м и у основания 2 м. Размеры второго окна такие: высота 2,5 м, ширина 1,5 м, длина сквозного прохода 3,7 м. Пол отверстия имеет слабый наклон к северу и находится на высоте 30 м над подножием склона.

К. П. Черняева и Е. А. Артемьева считают эти окна коррозионными, т. к. никаких признаков провалов вблизи не обнаружили. Карстовые тоннели, мосты, арки и окна — это уцелевшие участки сводов пещер, образованные коррозией. Результатом обрушения сводов пещер являются провальные окна, глыбы известняков и других карстующихся пород. Однако в рассматриваемом случае провалы произошли так давно, что от них не осталось и следов.

В. В. Пиотровский (1961) опубликовал фотографию карстового моста в Алданской карстовой провинции.

Приведенные данные показывают, что в СССР из известных природных мостов и арок более половины находится на Урале.

Ряд карстовых мостов имеется на Балканском полуострове. Так, в районе плато Карст, на р. Риека (Рекка), известны два таких моста. Большой имеет протяжение над потоком 46 м; выше по течению находится Малый мост (К. Кейльгак, 1914; Э. А. Мартель, 1894). Естественные мосты есть на р. Пивка (Пойк) (Н. А. Гвоздецкий, 1954) и в Сербии на р. Вратне, притоке Дуная (И. Кунски, 1950).

В Болгарии три карстовых моста Эркюприя известны к югу от г. Пловдива, в Чернатинской части Родопских гор, на р. Забырдска. Первый мост находится в каньонообразном ущелье глубиной 40—55 м. Мост сложен серым мраморовидным известняком и состоит из двух арок, находящихся на высоте 30—35 м с толщиной свода до 10 м. Второй мост находится в 50 м и имеет длину 60 м. Он очень узок. В долине р. Забырдска в 1,5 км есть и третий мост (Болгария, 1953, 1958).

По р. Искыр около Карлуково в меловых известняках (сеноман) находится пещера-тоннель «Проходня», Длина ее 200 м, ширина 30—50 м, высота до 50 м (Н. Радев, 1928).

В Румынии, в районе Холмистой Валахии, на карстовом плато Мехединци, находящемся между излучиной Дуная у Железных ворот и р. Моту, имеется много пещер, исчезающих рек и озер. Через протекающие здесь в каньонообразных ущельях реки перекинуты естественные мосты из известняка, образовавшиеся при провале сводов пещер (Д. Л. Арманд, 1946). Примером может служить карстовый мост Поноаре около Бая-де Араме в области Крайова (П. Котец, 1955).

Много карстовых мостов в Чехословакии, где они имеются в Чешской, Моравской и словацких карстовых областях (С. Хабера, 1955; В. Старка, 1957; Г. А. Максимович, 1959). В Чешской области на Котисе в районе Златого коня в девонских известняках имеется арка Аксамитова брана (Аksamитовые ворота) высотой 3 м и шириной в основании 5 м. Недалеко от нее, в тех же известняках, находится Блинков мост и двойной мост в местности Три воли. В этой же области у Србска известен небольшой карстовый мост в Чисарской рокли.

В Моравской карстовой области в Сухом жлебе (Сухой желоб) недалеко от пещеры Катержиньской находится Чертов мост. В этом же районе есть и другие, меньшие образования, например, Чертова арка (бранка) в Пустом жлебе (рис. 60).

В Североморавском карстовом районе Яворжичко (Г. А. Максимович, 1959) около карстовой воронки Затворжиче также есть мост. В окрестностях Яворжичских пещер имеется еще окаменелый замок высотой 8 м, шириной 10 м и три моста Приходице у Лудмирова.

В Словацкой карстовой провинции (Г. А. Максимович, 1959) в Липтовской области (Низкие Татры) около пропасти Охниште карстовая арка имеет высоту и ширину 10 м. Недалеко от нее есть и другая, меньших размеров.

Небольшие карстовые окна и арки известны в карстовых районах Беланском, Малой и Большой Фатры и Низких Татр. Такова, например, скала Мних (монах) в Малой Фатре. В словацкой части Пенин между Дунайцем и Попрадом в среднетриасовых известняках

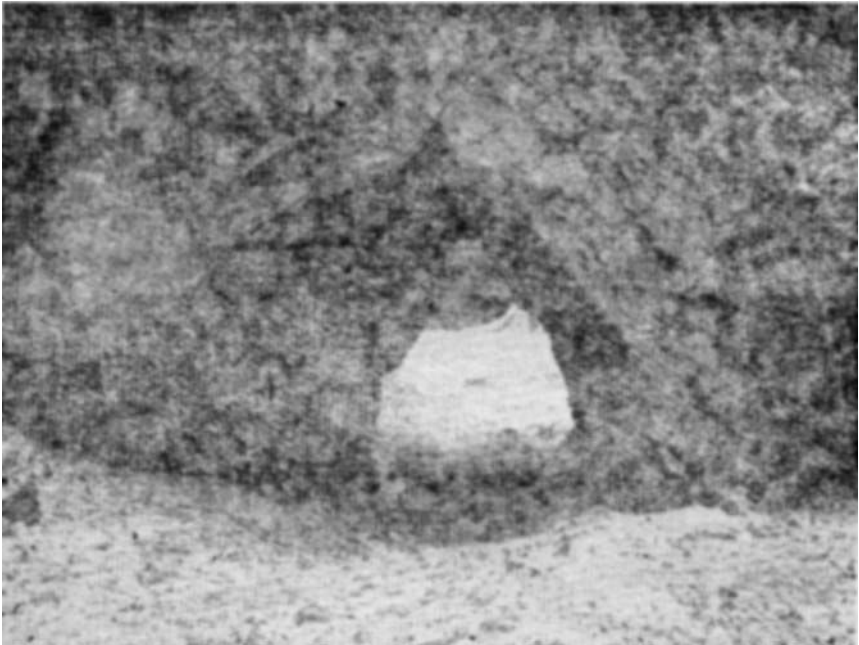


Рис. 60. Чертova арка в Пустом жлебе. Моравская карстовая область (Чехословакия). Фото О. Станек.

в «полукарстовой» долине Вельке имеется карстовая арка, которая считается реликтом входа в пещеру (Я. Дрдош, 1960).

Много карстовых мостов в Австрии. В последнее время опубликованы данные о двух. Имеется естественный мост около Веразед, у северо-западного подножия Грейсенберга (Нижняя Австрия). Он находится на высоте 20 м над дном долины и 750 м над уровнем моря. Мост имеет ширину 3 м, высоту 1,5 м и протягивается на 5 м. В пяти метрах от него находится пещера высотой 4 м. Х. Триммель (1961) предполагает, что мост это уцелевшая часть пещеры. Мосты имеются и в долине р. Зальцах на правом берегу в районе Зальцахэфен (С. Фердиналь, 1959).

Естественные мосты известны во Франции. В департаменте Гар на р. Боннэр находится пещера Брамбио. Река течет 152 м в тоннеле шириной 12 м; после поверхностного течения вновь скрывается под свод второго тоннеля длиной 1220 м. Появившись из него с глубины 4,6 м, она ныряет в катакрат высотой 10 м и скрывается под аркой высотой около 91 м (Г. Ф. Келланд, 1910).

Севернее, в долине р. Ардеш в одноименном департаменте, находится наиболее известный во Франции естественный мост, называемый Арочным (Пон д'Арк). Он сложен меловыми (ургонскими)

известняками и представляет природную арку. Ширина ее у уреза воды 59 м, высота свода 34 м, общая высота 66 м. Наименьшая толщина свода 32 м (Э. А. Мартель, 1894).

В юго-восточной Франции, в Провансе, в департаменте Вар у Видобане на р. Аржан имеется два естественных моста в известняковом туфе. Длина их (по реке) соответственно 15 и 30 м. Они разделены колодцем 15—20 м в поперечнике и глубиной от 12 до 15 м. Ширина реки около 15 м, а ширина моста 12—15 м. Пространство под мостом имеет высоту от 5 до 10 м. В 6 км севернее Ниццы находится естественный мост, или грот Св. Андрея на р. Пейон. Он имеет полукруглое очертание, длина его от 40 до 50 м. Аналогичный мост в туфе Пон-на-Дье в грандиозном каньоне Сиань имеет форму треугольника. Высота и длина его от 10 до 15 м, ширина на уровне воды 5 м (Г. Гопийа, 1884; Э. А. Мартель 1894).

Е. Принц (1937) приводит фотографию карстовой арки в месте исчезновения реки Лесс в гроте Бельво (Бельгия).

Г. Ф. Клеланд (1910) упоминает о естественном мосте около Круменау в Швейцарии, который образован растворением расщелины в известняке.

В Южной Испании в провинции Малага близ сталактитовой пещеры Ойен находится сравнительно небольшой карстовый мост (Л. Телл, 1955).

В Северной Африке, в Алжире, по р. Руммель, в районе г. Константина наблюдаются естественные мосты. Река протекает среди верхнемеловых известняков (турон и сеноман), и в районе высоты Перрего Руммель находится первый естественный мост, сложенный травертином и покрытый сверху осыпями. Ниже имеется еще несколько мостов (О. Бернар, 1949).

Река Веби, приток Джубы, в южной Эфиопии близ Гинеи течет по карстовым тоннелям с колоннами и сталагмитами. Один из них Д. Смит назвал Уиндлоундской пещерой (Ф. Ган, 1903). В юго-восточном Китае в провинции Гуанси много естественных мостов. Один из них около г. Гуйлинь сложен из палеозойского известняка (И. Г. Отто, 1935). Тань Чжи-цян (1959) приводит фотографию шоссеиной дороги, проведенной под карстовым мостом. Много карстовых мостов в триасовых известняках имеется в провинции Гуйчжоу. Реки Уцзян и Наньпаньдзян образовали здесь ущелья глубиной 300—500 м. По обеим сторонам этих ущелий наблюдается редкая гидрографическая сеть с исчезающими реками и естественными мостами (Чэнь Шупэн, 1954). Карстовой аркой является Сянбишанская пещера в карстовом районе близ Туилиня (Инь Цзань-сюнь, 1961). Другую фотографию карстового «Небесного» моста на р. Луншсянхэ приводит А. К. Агошков (1961).

В начале главы мы уже упоминали о двух карстовых тоннелях в Индокитае,



Известны естественные мосты в Австралии, В Голубых горах, например, на восток от Сиднея, в районе Дженоленских пещер в верхнем их ярусе наблюдается сквозная пещера под естественным мостом. На севере Австралии, на плато Баркли, в 1 км от пересыхающего карстового озера Копелла в провальной воронке, вскрывшей горизонтальную пещеру, наблюдался прочный естественный мост шириной 5 м (И. В. Данеш, 1916).

Карстовые арки имеются и на островах Тихого океана Науру и Ошен (Банаба) из архипелага Каролинских островов. Карбонатные отложения этих коралловых островов, перекрытые залежами гуано, закарстовывались под действием воды дождей, обогащенной фосфорной и органическими кислотами. В результате на поверхности островов возникли узкие гребни и столбы известняков или доломитов с вертикальными стенками, несколько заостренные к вершинам и разделенные такими же узкими глубокими ущельями. Выступы в результате выноса водами карбоната кальция сложены большей частью доломитами или доломитизированными известняками. Промежутки между столбами или гребнями часто перекрыты природными доломитовыми арками (Е. В. Орлова, 1951).

Ряд естественных мостов известен в Северной Америке. Иногда их образование связывают с меандрированием рек (В. Г. Барнетт, 1908). Встречаются мосты отнюдь не карстового происхождения; они особенно распространены в штатах Юта и Аризона (Ф. Д. Гардинер, 1885), а также имеются в Нью-Мексико (Т. З. Парсонс, 1907). В Британской Колумбии (Канада) на р. Кикинг Хоре (Скачущая лошадь) в котловине известен небольшой мост, образованный боковой эрозией, подмывшей узкий перешеек (Г. Ф. Клеланд, 1910).

Довольно много карстовых мостов в США. В районе Аппалачей и прилегающих территорий они имеются в штатах Массачусетс, Нью-Йорк, Вирджиния, Индиана, Кентукки и Теннесси. Наблюдаются мосты в карстовой области полуострова Флорида, а также в штатах Айова и Миссури.

В штате Массачусетс известен мост Норе Адаме, объясняемый одними учеными как результат провала свода карстовой пещеры, а другими — как следствие размывания водой трещин в известняках. В штате Нью-Йорк в районе Устертаун на р. Перч имеется мост, который связан с водопадом. Наибольшей известностью пользуется естественный мост в Вирджинии на р. Цедар в области Рокбридж («Каменных мостов»). Длина его (по потоку) 27 м, высота арки 49 м, ширина внизу 15 м, а сверху — 28 м (рис. 61). Толщина свода 13 м и общая высота от уровня воды 75 м (В. Витковский, 1901; Ч. А. Ашбертон, 1884, 1885; Г. Ф. Клеланд, 1905, 1910, 1911; В. М. Дэвис, 1930; Е. Декерт, 1896; Ф. С. Деллепбод, 1898; О. Д. Энгелн, 1942; Г. Фоик, 1897; Х. Г. Ховей, 1892, 1910; Ц. А. Малотт,



Рис. 61 Природный мост на реке Цедар в штате Вирджиния, США  
(по В. Витковскому).

Р. Р. Шрок, 1930 а, 1930 б; Ф. Д. Парк, 1922; Ц. А. Раидс, 1927; Ц. Д. Валькотт, 1893 а, б).

В штате Индиана в двух милях на северо-восток от Мансфилда (Парк каунти) имеется естественный мост длиной 18, шириной 6 м, с пролетом 9 м и высотой 1,8 м; толщина свода в середине 0,6 м. Известны

такие два моста около фермы Литтена в восточной части Суент каунти. Пролет одного из них 4,5 м, толщина свода 1,2 м, высота над ручьем 3,3 м и длина по потоку 3 м. Второй мост имеет пролет 3 м, толщину свода 1,2 м, высоту над ручьем 1,8 м и длину по потоку 1,8 м (А. Р. Эддингтон, 1928; Д. В. Биди, 1911).

В штате Кентукки известны два естественных моста в Картер каунти и один около Комптона (А. М. Миллер, 1898). В восточной части штата Теннесси имеется ряд карстовых мостов (Т. Л. Байлей, 1918). В районе Уайнесборо около 50 лет назад один такой мост превратился в два за счет провала свода в средней части (Г. Д. Мизер, 1914). Имеются также естественные мосты в Севани (Франклин каунти) и на ручье Гук севернее Дайтона (В. А. Нелсон, 1915).

В карстовой области полуострова Флорида наблюдаются мосты, образовавшиеся в результате провала потолков пещер (В. М. Дэвис, 1930; Г. С. Матсон и Ф. Г. Клапп, 1908—1909). Ряд мостов известен в штате Айова, в Джексон каунти (Т. Е. Савадж, 1905). Около Макокета в карстовой области их несколько. Наиболее значительный из них почти такой же, как пролет знаменитого Виргинского моста (Ч. Р. Кейз, 1929).

В штате Миссури известны известняковые мосты области Миллер. Один из них имеет ширину 15 м, пролет его 60 м и просвет 6 м (С. Г. Белл, А. Ф. Смит, 1908; Г. С. Бродхед, 1873—1874). Имеются указания на наличие мостов в области Орегон, около Сульфур Форк на Куивр и на Клифтон Крик западнее р. Гасконад (Л. А. Ован, 1898).

На о. Куба, в районе Камагуэй, западнее Сьего-де-Авила, р. Арройо-Вильялобос вблизи Центрального шоссе несет свои воды под карстовым мостом из известняка. В восточном районе р. Битири, протекающая в толщах известняка по северному склону Сьерры-де Нине, образовала карстовый мост высотой 11 м и длиной 20 м (Н. А. Хименес, 1960). Н. А. Гвоздецкий (1954) упоминает естественные арки в речных долинах у г. Пинар-дель-Рио.

В Пуэрто-Рико между Ларес и Аресто находится ряд карстовых тоннелей, пронизывающих насквозь останцы (Р. Х. Терни, 1959).

Есть данные о естественных мостах в Мексике, но в большинстве случаев эти мосты не карстового происхождения (Ф. Виттих, 1935).

**Гипсовые мосты.** Весьма редки естественные мосты в гипсе. На Северном Кавказе, в бассейне р. Б. Лабы на склоне г. Экепце-гадык в небольшой балке имеются карстовые воронки, тянущиеся цепочкой по середине склона. Несколько воронок связано между собой подземными ходами, через которые переброшены естественные мосты. Высота их над дном хода местами достигает 5—8 м, но обычно не превышает 1,5—2 м. По дну воронок и под мостами течет небольшой ручей.

Наблюдаются мосты и в бассейне р. Б. Тегень (М. А. Зубашенко, 1938).

В литературе есть указания на наличие двух мостов в штате Канзас (Г. П. Гримслей, Г. С. Байлей, 1899). Имеется несколько таких мостов в штате Оклахома в гипсовых холмах. Один из них южнее Девиса уже обрушился (Г. Х. Келланд, 1910). Карстовый мост в гипсе на берегу р. Чусовой близ Куликовской пещеры (Пермская область), о котором мы писали (Г. А. Максимович, 1958), в настоящее время разрушен водами Камского водохранилища.

**Соляные мосты.** Еще более редки и недолговечны естественные мосты из соли. А. И. Дзенс-Литовский (1947) указывает на наличие их в Кулябском районе юго-западного Таджикистана в соляном куполе Ходжа-Мумын, в Барсовой, или Звучащей пещере над прозрачным соляным ручьем.

\* \* \*

Приведенные литературные данные, полнота которых весьма различна, позволяют сделать некоторые выводы.

При протяженности подземного участка потока (по течению или тальвегу долины) более 70—100 м говорят об естественном тоннеле. При меньшей протяженности — это естественный мост. Естественная арка представляет узкий мост.

Приведенное деление является примерным и может быть применено только для потоков шириной 10—60 м. Это тоннель Брамбио, Арочный мост на р. Ардеш, Видобане на р. Аржан, большой Виргинский мост, большие мосты в области Миллер в Миссури и около Макокета в штате Айова и другие.

Вторую группу составляют тоннели и мосты на потоках, имеющих ширину менее 10 м. Это три моста около Мансфилда и фермы Литтена в штате Индиана и т. д. Для этих сравнительно небольших мостов протяжение по потоку надо считать 50 м. При большем расстоянии подземного течения будем иметь естественные тоннели.

Своеобразно распространение описанных мостов. Почти все они находятся в северном полушарии, что в значительной степени определяется рельефом и историей развития территорий. Кроме того, большая часть доступных нам литературных данных связана с Северным полушарием.

Естественные мосты и тоннели в известняках развиты главным образом в предгорьях и реже на участках плато и равнин, а также на коралловых островах, испытывающих в настоящее время или испытывших в недавнем прошлом поднятие. Геотектонически это большей частью внешние зоны горных складчатых сооружений и в меньшей степени осадочный чехол платформ и океанических островов.

Поднятие сопровождается выводением подземных карстовых тоннелей на поверхность, расчленением рельефа, вскрытием горизонтальных карстовых каналов путем обрушения их свода там, где толща пород над потолком не слишком значительна (до 100 м). Естественные мосты сохраняются продолжительное время в более прочных карбонатных породах и при не слишком тонкой кровле. Иногда, как это имеет место в Китае около г. Гуйлинь, в провинции Гуанси, карстовый мост развит в местности, изобилующей карстовыми останцами. Здесь нет уже следов долины. Это, по-видимому, один из древнейших мостов.

В горных районах, сложенных толщами известняков мощностью в 500—2000 м, вследствие невозможности провала такой значительной толщи, горизонтальные карстовые каналы остаются в виде пещер.

## ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

### ГИДРОГЕОЛОГИЯ КАРСТА

#### ГЛАВА ТРИНАДЦАТАЯ

#### НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ КАРСТА

##### ФОРМИРОВАНИЕ КАРСТОВЫХ ВОД

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

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

В Пермской области в 1953—1954 гг. в Кунгурско-Иренском и южной части Кишертско-Суксунского карстовых районов велись систематические наблюдения на девяти типичных опытных участках. Через каждые три дня в воронках фиксировалось состояние снегового покрова, а позже — колебания уровня талой воды.

Для наиболее характерных воронок были построены графики колебания уровня воды.

В одной группе воронок снег исчезал без появления воды. Вода по мере таяния снега поглощалась открытыми понорами или находящимися ниже пещерами (Шарташская пещера); в воронках на междуречье

Сылвы—Бабки—Ирени это явление было связано с инфильтрацией в галечно-гравийный слой, залегающий в нижней части четвертичного комплекса. Во второй группе воронок (с заиленными понорами) наблюдалось постепенное убывание талых снеговых вод за счет испарения и инфильтрации через отложения дна в поноры.

Второй способ определения поглощения воды в карстовых районах — изучение притоков в пещерах. В Кунгурской ледяной пещере такие наблюдения проводились в 1935 г.:

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

Это притоки струйками. Кроме того, во многих гротах вода капает со стен или потолка. В сумме, учитывая значительную площадь, занятую пещерой с находящимися над ней воронками, получаются сравнительно большие притоки.

Такие наблюдения следовало бы поставить и в других пещерах.

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

Некоторое количество подземных вод карста образуется за счет конденсации. На южном берегу Крыма давно ощущается недостаток воды. Еще в средневековье делались попытки использовать для водоснабжения конденсационные воды. П. М. Васильевский и П. И. Желтов (1932) в результате работ 1927 г. определили для северной части плато Чатырдаг площадью 28,4 км<sup>2</sup> объем конденсационной воды 6 млн. м<sup>3</sup> в год, что дает 210 мм, или расход 190 л/сек. Осадки на Чатырдаге составляют 1 200 мм в год. Получается, что конденсация равна 17,5 % осадков. Это явно преувеличено.

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

В результате проведенных работ установлено, что конденсация в пещерах продолжается с мая по сентябрь, причем в мае и сентябре

она незначительна, а для горизонтальной проекции площади разных пещер конденсация составляла от 4 до 56 мм в год.

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

Т. И. Устинова подсчитала объем карстовых пустот, исходя из длительности континентального периода развития яйл, равной 10 млн. лет (по И. Ефимову) — 5 млн. лет (по Н. И. Николаеву).

Если условия конденсации будут такими же, как в исследованных пяти пещерах, то она составит соответственно 66 и 33 мм, что эквивалентно карстовому источнику с дебитом 250 и 125 л/сек. Эти подсчеты, основанные на экспериментальных данных, показывают, как преувеличен подсчет П. В. Васильевского и П. И. Желтова для Чатырдага (северная часть плато). Вместе с тем они также указывают, что нельзя пренебрегать питанием карстовых вод за счет конденсации. При 1200 мм осадков в год и конденсации 33—66 мм последняя составляет 2,75—5,5 % выпадающих осадков.

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

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

В Добрудже в закарстованных аптских и сарматских известняках, местами залегающих под покровом лёсса, известны два сообщающихся этажа карстовых вод. В прибрежной полосе верхний горизонт содержит пресные, а нижний — соленые морские воды. При интенсивной эксплуатации верхнего горизонта в него подсасываются соленые воды из нижнего этажа (П. Пенчев, 1956).

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

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



провале в карстовые полости, воды грунтового потока стекают в карстовые.

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

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

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

В некоторых районах в карстовые пустоты спускают воды промышленных предприятий.

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

Попробуем подвести краткие итоги сказанному. Карстовые воды формируются за счет основных, второстепенных и местных источников. Основными источниками питания карстовых вод являются атмосферные осадки и конденсационные воды, а в холодных зонах земного шара — талые снеговые и фирновые воды, воды ледников. К второстепенным источникам относятся поступающие в некоторые карстовые массивы поверхностные воды исчезающих рек и озер, подземные воды: грунтовые, пластовые артезианские, трещинные и др. местными источниками питания карстовых вод являются более редкие и развитые в особых условиях термальные и другие минеральные воды, морские воды морских мельниц островов карстовых районов, стоки, сбрасываемые промышленными предприятиями, и др.

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

## СООТНОШЕНИЕ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ЗОН ПОРОВЫХ И КАРСТОВЫХ ВОД

В последние два-три десятилетия усилиями советских гидрогеологов интенсивно разрабатывается учение о гидродинамических зонах подземных вод, или о геогидродинамических зонах. Подземные воды познаются в движении. Состав их зависит не только от вмещающих пород, но и от степени подвижности. Вводится понятие о гидрогеологических зонах. Под этим подразумевается не только степень подвижности, но и химический состав подземных вод.

Рассмотрим вначале гидродинамические, а затем и гидрохимические зоны подземных вод.

Б. Л. Личков (1933) указывал две гидродинамические зоны выше и ниже поверхности эрозионного вреза, которая проходит через тальвеги речных и других долин. Ф. А. Макаренко (1937—1939), Н. К. Игнатович (1945), Г. А. Максимович (1943, 1947), В. А. Сулик (1945) и другие различали уже три гидродинамические зоны подземных вод. В табл. 5 нами была приведена краткая характеристика наиболее распространенных гидродинамических зон карстовых полостей современного карста. Зона глубинной циркуляции более детально не была подразделена. Она включает воды не только современных, но и древних или палеокарстовых пустот. Гидродинамические зоны современного и древнего карста карбонатных отложений приведены в табл. 37. В табл. 38 дано их сопоставление с пластово-поровыми водами.

Табл. 37 показывает, что гидродинамические зоны карстовых районов обладают специфическими особенностями, которые, к сожалению, не всегда учитываются. Так, в учебнике А. М. Овчинникова (1955, стр. 225), в схеме подразделения подземных вод по условиям залегания, данные о карстовых водах сводятся к следующему.

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

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

По своему положению воды верхнего этажа действительно соответствуют верховодке. Во многих случаях воды в этой подзоне текут только после выпадения осадков. Однако зачастую это значительные количества воды, чего нет у верховодки пластово-поровых коллекторов. Висячие водотоки обычно встречаются в поднимающихся горных районах, где верховодки поровых коллекторов нет. На Кавказе в районе оз. Рица на р. Бзыпи источник ниспадает с высоты 408 м и, будучи взят в трубы, дает на напорной гидростанции 800—2000 киловатт электроэнергии (Г. А. Максимович, 1960). Ничего подобного для верховодки мы не наблюдаем.

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

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

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

В горных районах, имеющих тенденцию к поднятию, особенно в альпийской складчатой зоне, мезозойские и третичные карбонатные

## Гидродинамические зоны современного и древнего карста карбонатных отложений осадочного чехла платформ

(по Г. А. Максимовичу, 1961)

| Гидродинамические зоны                      | Зоны карстовых вод                                              | Волный режим                                               | Раскрытость, промысимость зоны    | Напор | Положение П.э.в. относительно | Движение вод                                                    |                                           | Характеристика зоны                                                                         | Основное направление гидрогеологического процесса                            |
|---------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------|-----------------------------------|-------|-------------------------------|-----------------------------------------------------------------|-------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------|
|                                             |                                                                 |                                                            |                                   |       |                               | преобладающее направление                                       | скорость, м/год <sup>3</sup>              |                                                                                             |                                                                              |
| И. Инфлюация (аэрации)                      | I. Поверхностной циркуляции                                     | Сток по поверхности в карстовые понижения                  | Раскрытая, интенсивно промываемая | —     | Выше                          | Горизонтальное по наклону к понижениям                          | $n \cdot 10^7 - n \cdot 10^8$             | Зона инфлюации выше уровня карстовых вод. Динамические ресурсы                              | Активное выщелачивание и перенос растворенных веществ в глубь массива        |
|                                             | II. Вертикальной нисходящей циркуляции (инфлюации)              | Периодическая инфлюация после дождей и при таянии снега    |                                   | —     |                               | Вертикальное нисходящее                                         |                                           |                                                                                             |                                                                              |
|                                             | III а. Подзона висящих водотоков                                | Периодические и постоянные водотоки на локальном водоупоре |                                   | —     |                               | Горизонтальное                                                  | $n \cdot 10^4 - n \cdot 10^5$             |                                                                                             |                                                                              |
| С. Интенсивного локального подземного стока | III. Периодического колебания уровня карстовых вод (переходная) | Периодическое увлажнение при высоком стоянии карстовых вод |                                   | —     |                               | При низком стоянии — вертикальное, при высоком — горизонтальное |                                           | Зона ненапорных вод с колебаниями уровня. Динамические ресурсы преобладают над статическими | Активное выщелачивание и вынос растворенных веществ в речные долины (и моря) |
|                                             | IV. Горизонтальной циркуляции                                   | Постоянная водоносность                                    |                                   | —     |                               | Горизонтальное                                                  | $n \cdot 10^4 - n \cdot 10^5$ (0,3 м/мин) |                                                                                             |                                                                              |

| V. Сифонной циркуляции                                              | Постоянные водотоки, дающие в долине восходящие источники                   | + | На водоразделах карстовых водотоков в зоне дренажа — восходящее                        | $n \cdot 10^3 - n \cdot 10^4$       | Зоны напорных вод. Динамические запасы преобладают над статическими |                                                                                                                              |
|---------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------|---|----------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------|---------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                                                                     |                                                                             |   |                                                                                        |                                     |                                                                     |                                                                                                                              |
| VI. Подлинной (подрусловой) циркуляции магистральных рек            | Постоянные водотоки под долинами, дающие восходящие источники               | + | В общем горизонтальное по направлению и вертикальное в местах инфильтрации и разгрузки | $n \cdot 10^3 - n \cdot 10^4$       |                                                                     |                                                                                                                              |
| Р. Интенсивного регионального подземного стока                      | Зоны водопалеокротовых русел тот VII. Глубинной циркуляции                  | + | Раскрытая, промываемая                                                                 | $n \cdot 10^0 - n \cdot 10^{-1}$    | Ниже                                                                | Выщелачивание и вынос растительных веществ к региональным очагам разгрузки                                                   |
| З. Замедленного (затрудненного) водообмена подземных вод            | Постоянный слабопроточный водоносный горизонт                               | + | Частично раскрытая, слабо промываемая                                                  | $n \cdot 10^{-1} - n \cdot 10^{-2}$ | Ниже                                                                | Медленное выщелачивание в метаморфизм состава вод. Замена минерализованных вод за счет инфильтрации на выходах более пресных |
| Г. Геологического карстового затрудненного водообмена подземных вод | IX. Древних карстовых полостей и каверн с весьма слабо подвижными рассолами | + | Закрытая, затолоченная                                                                 | $n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-3}$ | Ниже                                                                | Метаморфизм состава вод с аккумуляцией солей                                                                                 |

1 Поверхность эрозийного вреза.

2 В скобках указаны данные замеров.

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

| Геохимический разрез                                                                             |                                                          | Гидродинамические зоны                      | Пластово-поровые воды                                                                                                                                                           | Зоны карстовых вод                                                                                                                                                                      | Основное направление гидрогеологического процесса                                                       |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|---------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| зона и процесс                                                                                   | гидрогеохимические зоны                                  |                                             |                                                                                                                                                                                 |                                                                                                                                                                                         |                                                                                                         |
| Зона гипергенеза — катгенез                                                                      | ЭПИГИДРОГЕНЕЗА<br>(подземного интенсивного выветривания) | И. Инфильтрации и инфиляции (аэрации)       | 1. Зона пропитывания водами поверхностных образований (почв, торфяников, руслового аллювия и др.)<br>2. Зона просачивания (инфильтрации), конденсации<br>2а. Подзона верховодки | I. Поверхностной циркуляции<br>II. Вертикальной нисходящей циркуляции<br>III. Подзона висячих водотоков                                                                                 | Активное подземное выветривание за счет окисления, выщелачивания и переноса растворенных веществ вглубь |
|                                                                                                  | ГИДРОГЕНЕЗА<br>(выщелачивания)                           | С. Интенсивного локального подземного стока | 3. Зона периодического колебания уровня грунтовых и пластовых напорных вод<br>4. Грунтовые воды<br>5. Пластовые ненапорные воды<br>6. Пластовые напорные эпигенетические воды   | III. Периодического колебания уровня карстовых вод (переходная)<br>IV. Горизонтальной циркуляции<br>V. Сифонной циркуляции<br>VI. Поддолинной (подрусовой) циркуляции магистральных рек |                                                                                                         |
| Интенсивное выщелачивание в зоне выветривания. Вынос растворенных веществ в речные долины (моря) |                                                          |                                             |                                                                                                                                                                                 |                                                                                                                                                                                         |                                                                                                         |

ВОССТАВЛЯЮЩАЯ

|                                        |
|----------------------------------------|
| ГИДРОГЕО-<br>ЛОГИЧЕСКАЯ<br>(засоления) |
|----------------------------------------|

|                                                                            |                                                                                                                                                      |                                                                                        |                                                                                                                              |
|----------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Р. Интенсивного<br>регионального<br>подземного<br>стока                    | 7. Пластовые напорные<br>эпигенетические воды                                                                                                        | Зоны вод палеокарсто-<br>вых пустот<br>VII. Глубинной цирку-<br>ляции                  | Сравнительно интен-<br>сивное выщелачива-<br>ние с выносом раство-<br>ренных веществ к ре-<br>гиональным очагам<br>разгрузки |
| 3. Замедленного<br>(затрудненного)<br>водообмена<br>подземных вод          | 8. Пластовые напорные<br>эпигенетические воды,<br>замещающие и почти<br>полностью заместившие<br>сингенетические (плот-<br>ные) или седиментационные | VIII. Глубинной замед-<br>ленной циркуляции                                            | Замедленное выщелачи-<br>вание с выносом рас-<br>творенных веществ к<br>региональным очагам<br>разгрузки                     |
| Г. Геологического<br>весьма затруднен-<br>ного водообмена<br>подземных вод | 9. Пластовые напорные<br>сингенетические и па-<br>леозипигенетические                                                                                | IX. Древних карстовых<br>полостей и каверн с<br>весьма слабо подвижны-<br>ми рассолами | Засоление и метамор-<br>физм вод                                                                                             |

породы карстуются еще геологически малое время. Поднятие страны приводит к тому, что начавшееся в период замедления или опускания формирования водоносного горизонта прерывается. Результатом являются этажи горизонтальных карстовых полостей, большая мощность зоны вертикальной нисходящей циркуляции, обособленные водотоки.

## **ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОФИЛЕЙ ОБЛАСТЕЙ КАРСТА КАРБОНАТНЫХ И СУЛЬФАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ<sup>1</sup>**

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

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

Тип 1. Имеется только зона вертикальной нисходящей циркуляции карстовых вод. Этот тип наблюдается в карстующихся массивах, подстилаемых водопроницаемыми некарстующимися породами. Подошва известняков находится выше уровня подземных вод района. А. А. Круббер (1913, стр. 55) указывает, что для средиземноморского типа карста крымских яйл, там, где известняки подстилаются конгломератами и

<sup>1</sup> Первоначально опубликовано: Г. А. Максимович. Основные типы гидродинамических профилей областей карста карбонатных и сульфатных отложений. Доклады АН СССР, т. 112, № 3, 1957, стр. 501—504; Г. А. Максимович. Ю. Хейнсау. Новый тип гидродинамического профиля в Эстонской карстовой области. Изв. АН ЭстССР, сер. тех. и физ.-мат. наук, т. VIII, № 3. 1959, Стр. 207—208



песчаниками, лежащими на водоупорных сланцах, имеется только зона вертикальной циркуляции карстовых вод (рис. 62, 1 А). Из базальных песчаников вытекает источник Аян — исток р. Салгира, а из базальных конгломератов — р. Тунас.

Второй вариант этого типа гидродинамического разреза характерен для русского типа карста, когда карстующиеся почти горизонтальные породы залегают среди водопроницаемых толщ. Вода, просачивающаяся через верхнюю толщу песчаников или конгломератов, попадает в карстующиеся породы и, растворяя их, по трещинам проникает далее вглубь, в подстилающие некарстующиеся водопроницаемые породы. Чаще всего этот вариант имеет место при карсте гипса. Он возможен, но менее вероятен при наличии маломощной толщи растворимых карбонатных пород (рис. 62, 1 Б).

Подобные условия наблюдаются в Предуральском прогибе в Пермской области, где в Соликамской депрессии пласт трещиноватого гипса, мощностью 20 м, залегают в кунгурских песчаниках. Растворение гипса обуславливает развитие провальных явлений. Тип II. Наблюдается только зона горизонтальной циркуляции карстовых вод. При небольшой мощности карстующейся толщи, заключенной в водонепроницаемых некарстующихся отложениях, возможна только горизонтальная циркуляция карстовых вод (рис. 62, II Б). Примеры такого примитивного гидродинамического профиля, который свойственен только русскому типу карста, известны также в Предуральском прогибе. Еще В. А. Варсанюфьева (1916) приводила их для западного крыла прогиба в области развития кунгурских гипсов, заключенных в водонепроницаемой толще. Попавшая в месте выходов гипса вода перемещается по трещинам, выщелачивает сульфатную толщу и стекает в направлении наклона пластов. В результате образования больших пустот своды над ними обрушаются, и карст гипса получает питание поверхностными водами через провалы. Однако и в этом случае циркуляция в карстующейся толще сохраняет примерно горизонтальное направление.

Возможен и другой вариант этого типа гидродинамического профиля, когда покрывающая некарстующаяся толща водопроницаема (рис. 62, II А). Он установлен в Эмилианских Апеннинах в районе г. Фумайоло, в истоках Тибра в Италии, где на глинистых сланцах залегают известняки, перекрытые песчаниками.

Тип III. Имеются зоны вертикальной нисходящей и горизонтальной циркуляции. Этот тип широко развит в известняках и доломитах, гипсах и ангидритах, а также в толщах мела. Он имеет место при сравнительно малой мощности карстующейся толщи, которая подстилается водонепроницаемыми некарстующимися породами. Последние являются препятствием для развития зоны сифонной циркуляции (рис. 62, III А). Этот тип гидродинамического разреза развит в весьма разнообразных геоморфологических и геотектонических обстановках.

Примером горных районов могут служить Крым и Средний

Атлас в Марокко. В Крыму, там где карстующиеся юрские известняки подстилаются водоупорными сланцами, в нижней части карбонатной толщи развивается зона горизонтальной циркуляции (А. А. Крубер, 1913). В Северной Африке Средний Атлас представляет карстовые плато, сложенные нижнеюрскими известняками, высота которых более 1200 м. Поглощенные трещинами, понорами, карстовыми воронками и шахтами атмосферные осадки вначале перемещаются почти вертикально, а затем, дойдя до некарстующихся пород, стекают горизонтально. У северного края известнякового плато вытекают источники Сефру, Мекнес, Эль-Хажеба воклюзского типа, а среди массива Азру — сорок источников Ум-эр-Рбия воклюзского типа с дебитом до 1 000—1 500 л в сек. Самая длинная из марокканских рек Ум-эр-Рбия благодаря карстовому питанию, имеет расход не менее 30—40 м<sup>3</sup> в сек, а в половодье — 1000 м<sup>3</sup> в сек. (О. Бернар, 1949, стр. 131, 155).

Аналогичные условия известны для многих других карстовых плато. Например, в восточной Италии близ Адриатического моря находится безводное карстовое плато Горгано, площадью около 1000 м<sup>2</sup>, сложенное меловыми и, в меньшей степени, юрскими известняками и доломитами. Это третичная поверхность выравнивания, высотой 800—900 м, которая в недавнее время была куполовидно приподнята и окаймлена ступенями, ограниченными сбросами, с высотами 50—100—150 м. Поглощенные на плато воды, пройдя через зоны вертикальной и горизонтальной циркуляции, вытекают вниз по склонам обильными карстовыми источниками (Б. Ф. Добрынин, 1949, стр. 146). Подобная обстановка, по-видимому, имеет место и на карстовом плато мурдже, высотой 400—500 м, сложенном массивными, частью доломитизированными верхнемеловыми известняками.

Примером прибрежной карстовой равнины может служить находящаяся на юге Австралии и окаймляющая Большой Австралийский залив равнина Налларбор. Она сложена почти горизонтально залегающими в разной степени кавернозными известняками юкла, характеризующимися однообразным литологическим составом. Мощность их изменяется от 147 до 275 м. Подстилают их песчаники, сланцы и глауконитовые известняки мелового возраста, которые залегают на кристаллическом докембрийском основании (рис. 62, III Б). Равнина представляет плоское плато, обрывающееся к морю уступом высотой 100—150 м. Далее в глубь страны плато постепенно повышается до 400—450 м, образуя плоскую немного наклонную равнину. Поглощенные атмосферные осадки, пройдя зону вертикальной циркуляции, в третичных известняках на границе с водоупором или в подстилающих меловых песчаниках стекают

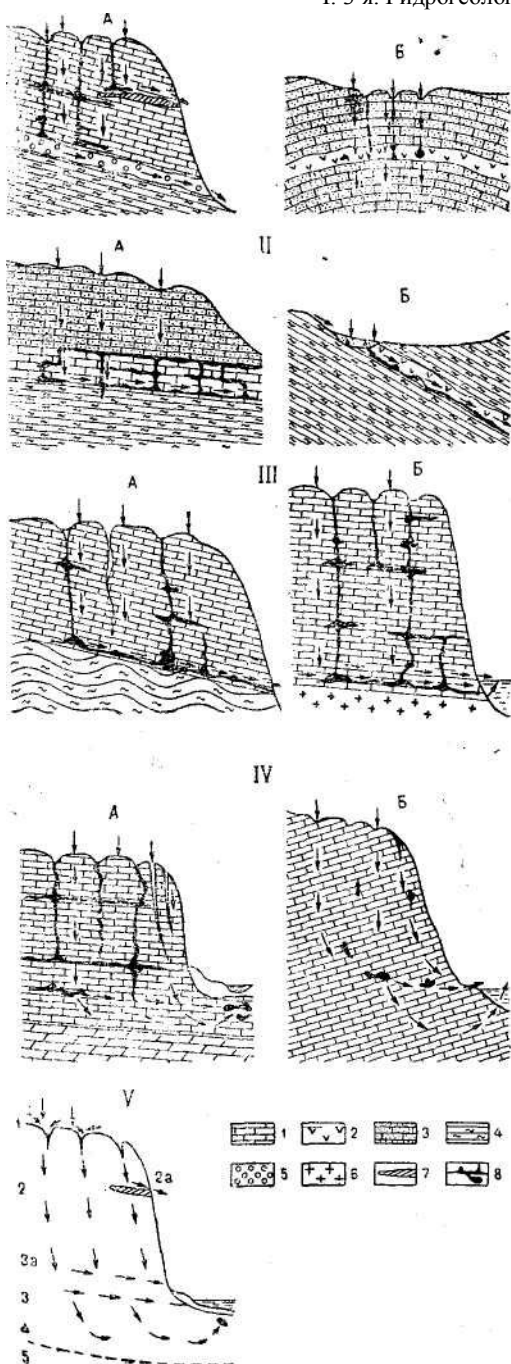


Рис. 62. Типы гидродинамических профилей карстовых областей (Г. А. Максимович, 1957).

I. Имеется только зона вертикальной (нисходящей) циркуляции. А. Подстилающие породы водоупорные; Б. Карстующиеся гипсы находятся в свите водопроницаемых пород.

II. Имеется только зона горизонтальной циркуляции. А. Карстуются карбонатные породы; Б. Карстуются гипсы и ангидриты.

III. Имеются зоны вертикальной (нисходящей) и горизонтальной циркуляции. А. Разгрузка на берегу и на дне моря.

IV. Имеются зоны вертикальной (нисходящей), горизонтальной и сифонной циркуляции. А. В речной долине карстовые воды разгружаются в подрусловых пустоты; Б. На берегу моря карстовые воды разгружаются в виде субмаринных и субазальных источников.

V. Полный гидродинамический профиль с зонами циркуляции: 1 — поверхностной; 2 — вертикально (нисходящей); 2а — висячие воды на местном водоупоре; 3а — переходной; 3 — горизонтальной; 4 — сифонной; 5 — глубинной. Условные обозначения:

1 — карбонатные породы; 2 — сульфатные породы (гипс и ангидрит); 3 — песчаники; 4 — глины; 5 — галечники и конгломераты; 6 — изверженные породы; 7 — местный водоупор; 8 — карстовые пустоты.

горизонтально к морю. Здесь, в основании обнажения известняков по берегу моря, выходят многочисленные источники, и в таких местах от потоков восходящей пресной воды море как бы кипит (М. П. Потемкин, 1950).

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

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

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

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

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

Тип V. Имеются зоны вертикальной, горизонтальной и сифонной циркуляции. Весьма распространенный тип,

характерный для мощных карстующихся толщ, развитых ниже дна рек или морей. Воды зоны сифонной циркуляции при наличии магистральных артерий разгружаются в подрусловые пустоты продольного стока (рис. 62, IV А). Образованию этой зоны в некоторой степени способствуют и трещины бортового отпора по берегам рек, установленные А. Г. Лыкошиным (1953).

При отсутствии долинного расчленения разгрузка карстовых вод происходит на окраине карстующегося массива.

Если карстовая область находится, на берегу моря, то воды зоны сифонной циркуляции питают субмаринные источники (рис. 62, IV Б). Подобные условия известны как для карста горных складчатых областей (район Гагры на Черном море, средиземноморские карстовые области), так и для платформ (Флорида, Юкатан и др.).

Тип VI. Развиты все основные зоны. Здесь, кроме зон вертикальной нисходящей, горизонтальной и сифонной циркуляции, имеется еще зона глубинной циркуляции (рис. 62, V). Ранее этот наиболее полный гидродинамический профиль современного карста был охарактеризован в главе I в табл. 5. Отдельные зоны более подробно были рассмотрены в этой главе.

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

## ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПОДЗЕМНОГО СТОКА КАРСТОВЫХ ОБЛАСТЕЙ<sup>1</sup>

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

<sup>1</sup> Первоначально опубликовано: Г. А. Максимович. Основные типы и модуль подземного стока карстовых областей. Доклады АН СССР, т. 128, № 5, 1959, стр. 1039—1041.

— о стоке. При питании ими других подземных вод говорят о подземной разгрузке.

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

Области питания большей частью совпадают с областями подземного стока.

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

В горно-складчатых районах, где карбонатные породы находятся на периферии и образуют массивы значительной мощности, питание происходит через трещины, поноры, воронки, колодцы и шахты, расположенные на поверхностях выравнивания. Перемещение карстовых вод большей частью одностороннее, в направлении предгорий. Зона разгрузки имеет в общем линейный характер (рис. 63).

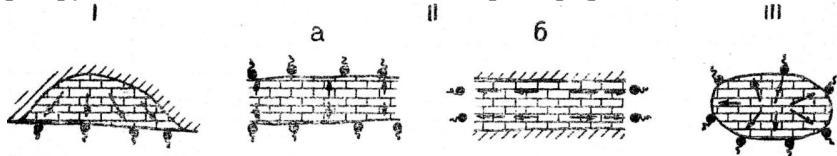


Рис. 63. Типы подземного стока карстовых областей:

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

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

Карстовые воды покрова платформ на берегах морей также характеризуются односторонним стоком. Это открытые бассейны карстовых вод, называемые в Австралии полубассейнами. Бассейн карстовых вод Юкла, на берегу Большого Австралийского залива, имеет площадь около 180 тыс. км<sup>2</sup>. Его гидродинамические зоны были рассмотрены нами ранее (рис. 62, III Б). Подобная обстановка

имеет место по восточному берегу полуострова Флорида и в других карстовых областях.

Более обычен двухсторонний поперечный сток с наличием водоразделов карстовых вод. Он наблюдается в обособленных карбонатных горных массивах, имеющих значительную протяженность. На платформах двухсторонний поперечный сток характерен для структур покрова, сложенных карстующимися породами (рис. 63, II а). Он установлен автором для карстовой области Уфимского вала между реками Иренью, Сылвой и Иргиней. Д. В. Рыжиков (1954) для карстовой области Дунай-Аах в Швабской юре показал это по данным Лемана.

В узких полосах карстующихся пород, находящихся между некарстующимися, возможен двухсторонний продольный сток (рис. 63, II б). На Северном Урале для междуречья Вагран-Кальч на карте гидроизогипс Д. В. Рыжиков (1954) показал одну южную ветвь стока в сторону р. Вагран. Двухсторонний продольный сток — весьма частое явление на восточном склоне Урала, где палеозойские крутоставленные метаморфизированные известняки образуют узкие полосы среди некарстующихся пород.

В небольших карстующихся массивах как в горных районах, так и в покрове платформ, возможен центробежный сток (рис. 63, III). Зона разгрузки на периферии массива имеет в этом случае вид овала. Подобное явление приводит П. Иванович (1924) для небольшого известнякового массива в Восточной Сербии. Центробежный сток наблюдается в Крымской области для Чатырдага. Н. Ф. Погребов (1913) для вод силурийских отложений восточной части Эстонско-Ленинградской карстовой провинции (Г. А. Максимович, 1958) составил карту гидроизогипс, показывающую тот же тип стока. В Италии небольшой карстовый район Фумайоло в Эмилианских Альпах в верховье р. Тибра, где по периферии и отчасти в центре вытекает 12 источников (Е. Принц, Р. Кампе 1937), отличается таким же типом стока. В Восточных Альпах, на юго-запад от Вены, имеется другой подобный небольшой карстовый район, сложенный мультобразно залегающими верхнетриасовыми известняками, подстилаемыми водонепроницаемыми отложениями. Здесь сток центробежный к довольно многоводным карстовым источникам на периферии (К. Кейльгак, 1935). Этот тип стока, также из триасовых известняков, известен в Апулийских Альпах в Италии, в районе карстового источника Хизачия (Е. Принц, Р. Кампе, 1937).

Рассмотренные основные типы подземного стока не исчерпывают всего их разнообразия. Возможны и другие типы. Разработка этого вопроса — задача ближайшего будущего.

## **КЛАССИФИКАЦИЯ КАРСТОВЫХ РАЙОНОВ ПО УСЛОВИЯМ ПИТАНИЯ, А ТАКЖЕ УДАЛЕННОСТИ И ОСОБЕННОСТЯМ ЗОН РАЗГРУЗКИ**

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

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

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

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

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

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

По удаленности и особенностям зон разгрузки карстовых вод А. Г. Лыкошин (1959, 1960) различает для платформ следующие гидродинамические типы карста речных долин и прилегающих водораздельных пространств.

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



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

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

а) карст, связанный с нисходящим движением подземных вод;

б) карст, связанный с восходящим движением подземных вод. Эти типы карста обычно встречаются одновременно в том или ином сочетании, и только какой-то из них имеет преимущественное развитие.

### 1. КАРСТ, СВЯЗАННЫЙ С ДРЕНИРУЮЩИМ ВЛИЯНИЕМ БЛИЗКИХ ЭРОЗИОННЫХ ВРЕЗОВ

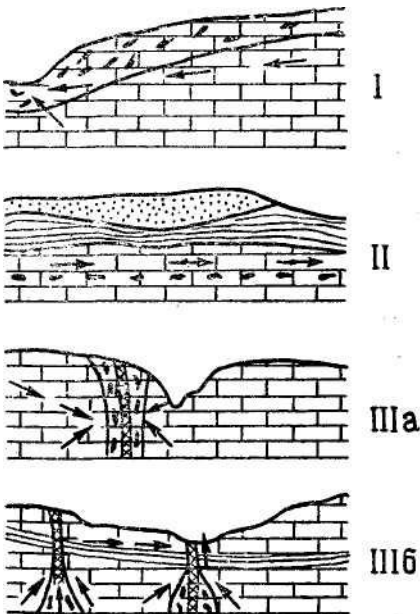


Рис. 64. Гидродинамические типы карста по А. Г. Лыкошину (1959). Карст, связанный с дренирующим влиянием: I — близких эрозионных врезов; II — удаленных эрозионных врезов или других очагов разгрузки; III — зон тектонических нарушений: а) с нисходящим движением подземных вод, б) с восходящим движением подземных вод.

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

В речной долине и прилегающей к ней части водораздельного плато (рис. 64) могут быть выделены участки со своеобразными условиями формирования и движения подземных вод в зонах аэрации и переменного водонасыщения в сторону дрены: а) береговой склон с относительно большими уклонами поверхности; б) придолинная зона, начинающаяся от бровки берегового склона, с небольшим, но отчетливо выраженным уклоном в сторону долины;

в) водораздельное плато, ограниченное с одной стороны линией водораздела, а с другой — условной границей придолинной зоны.

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

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

Если же на склоне массива коренных пород лежат рыхлые хорошо водопроницаемые образования, то даже и при относительно крутых склонах (порядка 20—30°) карстование пород может происходить весьма интенсивно, особенно при наличии хорошо развитых трещин бортового отпора. Присутствие слабоводопроницаемого покрова рыхлых отложений на водоразделах и в придолинной полосе, обеспечивающего хороший поверхностный сток, в данном случае еще более усиливает процесс развития карста по этим трещинам. Первый пример, в частности, характерен для склонов, сложенных гипсами. Последние, в случае их хорошей обнаженности или при наличии сильно водопроницаемого четвертичного покрова, должны бы интенсивно выщелачиваться, однако, зачастую они в крутых берегах речных долин образуют обнажения прекрасной сохранности (например, в нижнем течении реки Уфы).

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

Другой и часто встречающейся причиной хорошей сохранности гипсов, а нередко и карбонатных пород в крутых склонах долин, является положение их выше уровня подземных вод в условиях хорошей дренированности<sup>TM</sup> и резкого преобладания поверхностного стока над инфильтрацией (рис. 64, I).

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

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

А. Г. Лыкошин в долинах рек Уфы и Волги (Самарская лука) указывает на наличие таких зон в известняках, происхождение которых он объясняет следующим образом. Попеременное смачивание и высыхание карбонатных пород приводит к растрескиванию, являющемуся следствием «расшатывания» молекулярных связей. Активную роль при этом, как показал Д. В. Дерягин (1937), играет расклинивающее действие водных пленок.

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

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

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

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

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

и в нижнем течении Западной Двины (верхнедевонские гипсовые породы).

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

На водораздельных пространствах уклоны подземного потока и скорости движения небольшие.

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

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

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

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

## **II. КАРСТ, СВЯЗАННЫЙ С ДРЕНИРУЮЩИМ ВЛИЯНИЕМ УДАЛЕННЫХ ЭРОЗИОННЫХ ВРЕЗОВ ИЛИ ДРУГИХ ОЧАГОВ РАЗГРУЗКИ**

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

подземного потока, то есть при медленном движении воды (рис.64, II).

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

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

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

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

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

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

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

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

Аналогичный характер закарстованности в виде сильной каверн-нозности псковско-чудовских, а отчасти покрывающих их шелон-ских слоев верхнего девона, залегающих в долине Западной Двины в районе Витебских порогов, установлен детальными исследованиями Н. М. Болотиной и Д. С. Соколова (1954).

Распределение каверн в слоях более или менее равномерное и не связано с современной долиной Западной Двины. Образование каверн и гнезд доломитовой муки, которые являются недоразвитыми кавернами, происходило под воздействием медленной циркуляции пластовых подземных вод. Этому способствовало положение района на крыле московской синеклизы. Процесс карстообразования развился в условиях дренирования подземных вод удаленным очагом разгрузки.

### **III. КАРСТ, СВЯЗАННЫЙ С ДРЕНИРУЮЩИМ ВЛИЯНИЕМ ЗОН ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ**

Зоны тектонических нарушений с повышенной трещиноватостью или раздробленностью скальных пород довольно часто являются причиной развития карста, иногда очень своеобразного. Почти всегда они играют роль местных дрен подземных вод. В бортах речных долин такие зоны иногда спрямляют излучины русла и становятся дренами, отводящими подземные воды, поступающие со стороны водораздела, а при благоприятных условиях даже из русла реки, по кратчайшему пути в нижерасположенный участок русла (рис. 64, III).

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

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

Развитие карста зависит от интенсивности дренирующего влияния описываемых зон, то есть практически — от величин выходных градиентов подземного потока в прилегающих к этим зонам породах. Эти градиенты в свою очередь зависят от водопроницаемости пород и водопропускной способности дрен. Чем больше выходные градиенты, тем выше скорости воды, а следовательно (при прочих

равных условиях в отношении литологического и химического состава пород, их структуры и химизма подземных вод), тем интенсивнее выщелачивание пород.

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

Третий тип карста А. Г. Лыкошин подразделяет на два подтипа.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

В отложениях заключено три водоносных горизонта: первый (сверху) — очень маломощный со свободным зеркалом воды, содержится в доломитах даугавской свиты, второй — напорный — в доломитах плявинской свиты и третий — высоконапорный — в песках аматской свиты. На верхней террасе на протяжении нескольких десятков километров В. В. Сахаровым и Е. Н. Спрингис были установлены участки площадью до 2 000 м<sup>2</sup>, в пределах которых произошли просадки коренных пород на глубину больше 70 м и достигающие кровли аматской свиты, а иногда и опускающиеся несколько ниже ее. Верхняя часть просевших сильно раздробленных пород в ряде случаев представлена глинами огрской свиты, залегающими на уровне нижележащей даугавской свиты. Это указывает на то, что просадки произошли до образования долины Западной Двины,



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

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

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

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

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

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

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

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

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

Существуют и другие разновидности карста, связанного с восходящим движением подземных вод к дренам тектонического происхождения,

морфология которых объясняется иным комплексом природных условий. К ним можно отнести «полесские окна», описанные П. А. Тутковским (1899) еще в конце прошлого века, известный пятигорский «Провал», а также некоторые источники минеральных вод Кавказа (Кисловодский нартзан).

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

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

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

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

## МОДУЛЬ ПОДЗЕМНОГО СТОКА<sup>1</sup>

Количество воды, стекающей в 1 сек. с 1 км<sup>2</sup> площади карстового массива, называют модулем подземного стока или разгрузки (Г. А. Максимович, 1959). Один из первых подсчетов этого модуля для кристаллических известняков Чешской карстовой области был опубликован в 1922 г. модуль здесь — 7—7,5 л/сек с 1 км<sup>2</sup>. В Ксенофонтовско-Нырбском карстовом районе в Пермской области в долине р. Колвы на участке Девий-Ветлан на протяжении более 5 км наблюдается 24 карстовых источника с дебитом 2—200 л/сек. Суммарный дебит их в межень около 2,7 м<sup>3</sup>/сек., а водосборная площадь составляет как минимум 172 км<sup>2</sup>. модуль подземного стока 15,7 л/сек.

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

<sup>1</sup> Первоначально опубликовано: Г. А. Максимович. Основные типы и модуль подземного стока карстовых областей Доклады АН СССР, т. 128, 1959, стр. 1039—1041,

Дебит известного источника Воклюз на юге Франции, имеющего площадь питания карстующегося массива  $1\,450\text{ км}^2$ , изменяется от 4 до  $150\text{ м}^3$  в сек. По другим данным, дебит источника не бывает меньше  $5,5\text{ м}^3$  в сек., а годовой составляет  $450\text{—}680$  млн.  $\text{м}^3$ , или  $14271\text{—}20572$  л/сек. Модуль подземного стока для карстового района Воклюз в среднем  $9,8\text{—}14,2$  и минимальный  $2,75\text{—}3,75$  л/сек. Опыт примерного подсчета для карстового плато Мардина в Турции, где вытекает источник Рас-эль-Аин (исток р. Кхабур), с минимальным дебитом  $40\text{ м}^3$  в сек, дает при площади  $2\,000\text{ км}^2$  модуль подземного стока  $20$  л/сек.

Полученные цифры модуля подземного стока показывают изменение его от 3 до  $60$  л/сек (табл. 39). Они, конечно, изменяются в зависимости

Таблица 39

**Модули подземного стока карстовых областей (по родникам)**

| Карстовый район или участок                | Площадь, $\text{км}^2$ | Суммарный дебит, л/сек | Модуль стока, л/сек   | Литературный источник   |
|--------------------------------------------|------------------------|------------------------|-----------------------|-------------------------|
| Девий-Ветлан                               | 172                    | 2700                   | 15,7                  | Г. А. Максимович (1959) |
| Уфимский вал                               | 336                    | 1109                   | 3,3                   | К. А. Горбунова (1960)  |
| Чешская к. о.                              | —                      | —                      | 7—7,5                 | Г. А. Максимович (1959) |
| Фумайоло (Италия)                          | 13                     | 91                     | 7                     | —,,—                    |
| Мардина (Турция)                           | 2000                   | 40000                  | 20                    | —,,—                    |
| Воклюз (Франция)                           | 1450                   | 14 271—<br>20 572      | 9,8—14,2 <sup>1</sup> | —,,—                    |
| Дан де Кроль                               | 3                      | 180                    | 60                    | Ж. Корбель (1959)       |
| Берже                                      | 20                     | 900                    | 45                    | —,,—                    |
| Пьер Сан-Мартен                            | 10                     | 500                    | 50                    | —,,—                    |
| Дио                                        | 10                     | 500                    | 50                    | —,,—                    |
| Падирак                                    | 50                     | 1000                   | 20                    | —,,—                    |
| Люир                                       | 230                    | 7800                   | 34                    | —,,—                    |
| Кишертско-Суксунский к. р. (Пермская обл.) | 60                     | 827                    | 13,7                  | К. А. Горбунова (1960)  |

от климатических, геоморфологических и геологических условий карстовых районов. Подсчет их для карстовых районов, находящихся в различных условиях, позволит установить величины средних и минимальных модулей. Эти данные могут быть использованы при проектировании водоснабжения карстовыми водами. При этом важно организовать наблюдение за дебитом карстовых источников, чтобы пользоваться не случайными данными, а среднегодовыми. Среднегодовой дебит также не постоянен, а изменяется в довольно широких пределах, Это было показано на примере источника Воклюз.

Карстовые воды вытекают не только в виде источников. В горах они частично стекают в делювий склонов, а на равнинах — в поддолинные потоки (Г. А. Максимович, 1957). В приморских

карстовых

<sup>1</sup> минимальный 2,7—3,7 л/сек.

областях они безвозвратно теряются в виде субмаринных источников. Таким образом, во многих случаях учет дебита источников дает модуль стока, который меньше истинного.

### КОЭФФИЦИЕНТ ФИЛЬТРАЦИИ

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

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

### СКОРОСТЬ ДВИЖЕНИЯ КАРСТОВЫХ ВОД<sup>1</sup>

В зависимости от гидродинамической зоны, уклона, поперечного сечения потока, количества воды и других факторов карстовые воды обладают различной скоростью. В опубликованной нами сводке было показано, что скорость их изменяется от 0,75 до 25 тыс. м в сутки или  $n \cdot 10^2$  —  $n \cdot 10^5$  м в год (Г. А. Максимович, 1954, 1955). Приведем данные о скорости движения карстовых вод (табл. 40).

Ф. Тромб (1952) публикует интересные данные о скоростях движения карстовых вод в разных странах Европы, полученные с

<sup>1</sup> Первоначально опубликовано: Г. А. Максимович. О скорости миграции воды на Земле. Доклады АН СССР, т. 96, № 4, 1954, стр. 803—804.

Таблица 40

**Скорости движения карстовых вод**  
(по Г. А. Максимович у, 1954, с дополнениями)

| Карстовая область, район      | Отложения, условия замера                        | Скорость, м/сутки                      | Литературный источник         |
|-------------------------------|--------------------------------------------------|----------------------------------------|-------------------------------|
| Полазненско-Шалашинский к. р. | Подрусловой поток в гипсах р. Чусовой            | 0,75—1                                 | Г. А. Максимович (1954)       |
| Пашийско-Чусовской к. р.      | Подрусловой поток р. Семеновки                   | 1261                                   | Н. К. Тихомиров (1934)        |
| Ленинградская к. о.           | Подрусловой поток в нижнесилурийских известняках | 9600                                   | Г. А. Максимович (1954)       |
| —,,—                          | Нижнесилурийские известняки                      | 26—1152                                | —,,—                          |
| —,,—                          | —,,—                                             | 500—778                                | А. Ф. Якушова (1949)          |
| Франция                       | Кавернозные известняки                           | 24 157                                 | Г. Н Каменский (1943)         |
| Франция                       | Известняк с пустотами                            | 24 000                                 | Е. Принц (1937)               |
| ФРГ                           | Известняк трещиноватый                           | 1028—1992                              | —,,—                          |
| ФРГ                           | Пленерский известняк у Падерборна                | 2600—7900                              | —,,—                          |
| ФРГ                           | Известн. с мелкими трещинами                     | 4224—6158                              | —,,—                          |
| Западная Грузия               | Карстовая подземная река                         | 17 280—<br>25 920 (0,2—<br>0,3 м/сек.) | Л. А. Владимиров (1957, 1959) |

**Таблица 41 Скорости движения карстовых вод в разных районах Европы (по Ф. Тромбу, 1952)**

| Зона поглощения                                  | Зона выхода             | Расстоян. по прямой, км | Разница отметок, м | Уклон, % | Дебит в месте выхода, м³/сек | Время, час. | Скорость |        | Год исследован. |
|--------------------------------------------------|-------------------------|-------------------------|--------------------|----------|------------------------------|-------------|----------|--------|-----------------|
|                                                  |                         |                         |                    |          |                              |             | м/час.   | м/сут. |                 |
| Исчезновение Дуная                               | Аах                     | 12,5                    | 170                | 1,4      | оч. больш.                   | 60          | 208      | 4992   | 1877            |
| Поглощение канала Арни (Апуанские Альпы, Италия) | Поллация                | 3,75                    | 222                | 5,9      | —                            | 41          | 91,5     | 2196   | 1894            |
| Риека у Шкоциана (Югославия)                     | Тимава                  | 34                      | 400                | 1,2      | 9                            | 210         | 162      | 3888   | 1907            |
| Исчезновение р. Ду                               | Ла Лу (Ду)              | 10                      | 255                | 2,5      | 6,7                          | 62          | 161      | 3864   | 1910            |
| Тру де Торо (Испания) Гаронны                    | исток (старый)          | 4                       | 600                | 15       | >10                          | 12          | 333      | 6992   | 1931            |
| Пропасть Мартеля (Франция)                       | Пещера Сигалер          | <2                      | 482                | 24       | >0,5                         | 18          | >111     | 2664   | 1933            |
| Пропасть Риусек (Верхняя Гаронна)                | Источник Голубого озера | 2,5                     | 670                | 27       | 0,2                          | 108         | 23       | 552    | 1939            |
| Пропасть Хеннеморт (Верхняя Гаронна)             | Хешо                    | 0,5                     | 600                | 12 0     | 0,1                          | 28          | 18       | 432    | 1947            |
| Подземная р. Падирак (Лю)                        | Источник С. Георгия     | 11                      | 136                | 1,2      | 0—10                         | 2400        | 4,5      | 108    | 1947            |
| Алсон (мельница Ларси) Гар                       | Источник Фо (Гар)       | 7                       | 233                | 3,3      | —                            | 696         | 10       | 240    | 1947            |
| Исчезновение Торе (Эро)                          | Усклат-це-Ба            | 2,5                     | 70                 | 2,8      | 0,01                         | 336         | 7,4      | 177,6  | 1948            |

1877 по 1948 г. Они были определены путем запуска флюоресцеина, а во втором случае уранина и в третьем — хлористого лития. Скорости изменяются от 108 до 6992 м в сутки (табл. 41).

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

На Падерских источниках были получены различные скорости движения карстовых вод в июне, августе и ноябре 1897 г. (табл. 42).

Таблица 42

**Скорость движения карстовых вод**  
по данным опытов 1897 г. с окрашиванием кали-уранином  
на Падерских источниках по Штилле (Е. Принц, 1933)

| Место окраски | Дата  | Количество<br>кг | Подземный<br>путь, м | Время,<br>час. | Скорость в<br>сутки, м |
|---------------|-------|------------------|----------------------|----------------|------------------------|
| Выше Даля     | 1,6   | 1,5              | 9000                 | 32             | 6750                   |
| Ниже Даля     | 3,6   | 1,5              | 6600                 | 21             | 7900                   |
| Ниже Даля     | 11,8  | 2,0              | 6900                 | 60,5           | 2750                   |
| Выше Даля     | 24,11 | —                | 8600                 | 80             | 2600                   |

Скорость движения подземных водотоков зависит от того, фильтруется ли вода через покровные образования или поглощается воронками и понорами. Это видно из табл. 43.

Таблица 43

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

| Место запуска индикатора | Пройден<br>ный<br>путь, м | Характер горной породы | Кол-во<br>протека<br>ющей<br>воды,<br>л/сек. | Скорость<br>в сутки,<br>м |
|--------------------------|---------------------------|------------------------|----------------------------------------------|---------------------------|
| Водопроницаемая почва    | 6000                      | рыхлый известняк       | 20                                           | 4224                      |
| Поглощающая воронка      | 8400<br>1250              | известняк с пустотами  | 300—400                                      | 6168<br>24000             |
| Водопроницаемая почва    | 4750<br>6006              | известняк с трещинами  | 7—8                                          | 1028<br>1992              |

## ГИДРАВЛИЧЕСКИЕ УКЛОНЫ ПОВЕРХНОСТИ КАРСТОВЫХ ВОД

Гидравлические уклоны поверхности карстовых вод изменяются в широких пределах. Наибольшее значение они имеют в горных районах, испытывающих поднятие, наименьшее—на равнинах с хорошо разработанной системой карстовых полостей. Некоторые данные об уклонах (в процентах) были приведены в табл. 41. В Верхней Гаронне между пропастью

Хеннеморт и Хешо наблюдается гидравлический уклон 600 м на 0,5 км, или 120 %. Наряду с этим в отечественной литературе опубликованы данные об уклонах карстовых вод платформ 0,002—0,003 для Ленинградской карстовой области; 0,001—0,01 для Самарской луки (А. Ф. Якушова, 1949); 0,0013—0,008 в Алапаевско-Каменской карстовой области; 0,0042—0,007, в Сухоложско-Каменском районе и 0,006—0,007 в Невьянском районе на Урале (М. И. Гевирц, 1959).

## ХАРАКТЕР ДВИЖЕНИЯ КАРСТОВЫХ ВОД

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

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

$$V = 1000 n:R,$$

где  $V$  — скорость в см в сек,  $n$  — коэффициент, зависящий от температуры, а  $R$  — радиус цилиндра с гладкими стенками, то будет наблюдаться ламинарное движение.

Взяв цилиндрическую трубку диаметром 2 см при температуре 5°C, Леман подсчитал, что для таких карстовых пустот ламинарное движение наступит при скорости менее 15 см в сек, или 12 960 м в сутки.

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

И. Ф. Володько (1941) предлагает учитывать влияние шероховатости стенок на движение карстовых вод. Критический градиент, при котором происходит переход ламинарного движения в турбулентное, при землистом типе излома может быть определен по формуле:

$$I_{кр} = \frac{0,114}{E^{0,7} b^{2,2}}$$

где  $I_{кр}$  — критический градиент;

$E$  — возвышение отдельных выступов на шероховатых стенках щели над средней линией оснований выступов, мм;

$b$  — толщина щели, мм.

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

| Поперечник карстового канала<br>или ширина щели, см | Критическая скорость, при которой ламинарное<br>движение переходит в турбулентное, м/сутки |
|-----------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|
| 10—20                                               | 8,6                                                                                        |
| 3                                                   | 86,4                                                                                       |
| 0,5                                                 | 8640                                                                                       |
| 0,1—0,3                                             | 86400                                                                                      |

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

М. А. Гатальский (1948) указывает, что для вод Ленинградской карстовой области в силурийских известняках более точные данные получаются при расчете по формуле Дарси, а не Шези. К таким же выводам пришел и С. В. Троянский (1956, 1960),

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

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

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



| Зоны циркуляции         | Карст покровы платформ          | Карст горно складчатых областей |
|-------------------------|---------------------------------|---------------------------------|
| Вертикальной нисходящей | Турбулентное                    | Турбулентное                    |
| Горизонтальной          | Ламинарное, иногда турбулентное | Турбулентное и ламинарное       |
| Сифонной                | Ламинарное, турбулентное        | Турбулентное                    |
| Глубинной               | Ламинарное                      | Ламинарное                      |

## АМПЛИТУДА КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ КАРСТОВЫХ ВОД

При характеристике переходной зоны в главе I мы приводили уже некоторые данные об амплитуде колебания уровня карстовых вод. Сведем их в табл. 44.

Таблица 44

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

| Страна, место наблюдения                   | Амплитуда годовых колебаний, м | Источник                 |
|--------------------------------------------|--------------------------------|--------------------------|
| Крым, Биюк-Карасу                          | 12—15                          | А. А. Крубер (1915)      |
| Крым, Байдарская котловина                 | 34                             | М. В. Чуринов (1959)     |
| Франция, ист. Воклюз                       | 24                             | А. Н. Семихатов (1954)   |
| Франция, Шампань (карст мела)              | 19.                            | — „ —                    |
| Другие карстовые районы Франции            | до 30—60                       | — „ —                    |
| Триест, Требичский грот                    | 80—100 до 109                  | — „ —                    |
| Силурийское плато                          | 10—12 до 17                    | В. С. Ковалевский (1960) |
|                                            |                                |                          |
| Урал, Алапаевско-Каменский карстовый район | 0,2—2 до 3                     | М. И. Гевирц (1959)      |
| Урал, другие районы                        | 30—40                          | Н. И. Плотников (1957)   |
| Казахстан                                  | 20—25                          |                          |
| Центральный Казахстан, Акбулак             | 0,2—0,5                        | С. Жапарханов (1961)     |

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

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КАРСТОВЫХ ВОД

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

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

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

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

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

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

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

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

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

В верхней зоне, где наблюдается интенсивная циркуляция подземных вод, карстовые воды обычно мало минерализованы. Здесь распространена указанная ранее гидрокарбонатная гидрохимическая формация. В средней зоне происходит более медленное движение подземных вод. Минерализация их растет, и гидрокарбонатная гидрохимическая формация сменяется сульфатной или хлоридной. Это установлено для хребта Кара-Тау (А. А. Коноплянцев, 1946), Хилловских скважин (М. Ф. Шитиков, 1932). Последним свойственна сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевая гидрохимическая фация.

Наконец, в нижней зоне, где движение вод почти отсутствует, будет иметь место хлоридная гидрохимическая формация, представленная солеными водами и рассолами. Так, для маестинских и Талгинского источников (А. М. Овчинников, 1947; А. Н. Огильви, 1918), а также Запорожских минеральных источников на Кубани (Н. Н. Славянов, 1928) характерны хлоридно-натриево-гидрокарбонатная, хлоридно-натриево-сульфатная, хлоридно-натриево-кальциевая гидрохимические фации.

В верхней зоне карстовых вод гипсов и ангидритов распространена сульфатная гидрохимическая формация, а в средней и нижней зонах хлоридная, причем последней часто свойственны рассолы. Карстовые воды солей всех трех гидродинамических зон характеризуются хлоридной гидрохимической формацией (табл. 45).

Таблица 45

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

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

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

Гидрохимические фации карстовых вод приведены в табл. 46.

Интересное исследование формирования химического состава карстовых вод выполнено К. А. Горбуновой (1961). Она изучала

**Гидрохимические фации карстовых вод**

(Г. А. Максимович, 1955)

| Гидрохимические фации          | Гидрохимические фации                 | Минерализация, мг/л | Кол-во объектов, в которых набл. данные фации | Число анализов | Местонахождение объекта (и-источник, о.-озеро)                                     |
|--------------------------------|---------------------------------------|---------------------|-----------------------------------------------|----------------|------------------------------------------------------------------------------------|
| HCO <sub>3</sub>               | HCO <sub>3</sub> —Ca—SiO <sub>2</sub> | 288                 | 1                                             | 1              | и. р. Тура                                                                         |
|                                | HCO <sub>3</sub> —Ca—SO <sub>4</sub>  | 33—454              | 23                                            | 28             | и. Кизеловский р-н;<br>и. Цхалтубо                                                 |
|                                | HCO <sub>3</sub> —Ca—Mg               | 143—392             | 19                                            | 27             | и. Кизеловский р-н;<br>и. б. заповедник «Предуралье»; и. Цхалтубо                  |
|                                | HCO <sub>3</sub> —Ca—Cl               | 83—217              | 3                                             | 3              | и. Кизеловский р-н                                                                 |
|                                | HCO <sub>3</sub> —SO <sub>4</sub> —Ca | 27—585              | 9                                             | 11             | и. Кизеловский р-н;<br>и. Кисловодск                                               |
|                                | HCO <sub>3</sub> —Cl—Na               | 2056—4352           | 3                                             | 3              | и. Запорожские (Кубань) ;<br>о. Провал (Пятигорск)                                 |
| SO <sub>4</sub>                | SO <sub>4</sub> —HCO <sub>3</sub> —Ca | 141—2359            | 7                                             | 7              | и. Кизеловский р-н;<br>скважина Хилово                                             |
|                                | SO <sub>4</sub> —HCO <sub>3</sub> —Cl | 1530                | 1                                             | 1              | и. Арчман (Копет-Даг)                                                              |
|                                | SO <sub>4</sub> —Ca—HCO <sub>3</sub>  | 150—2690            | 8                                             | 12             | и. Кизеловский р-н;<br>о. Кунгурская пещера;<br>и. Сергиевский (Куйбышевская обл.) |
|                                | SO <sub>4</sub> —Ca—Mg                | 240—717             | 9                                             | 23             | и. Кизеловский р-н                                                                 |
|                                | SO <sub>4</sub> —Na—Q                 | 2770                | 1                                             | 1              | Бахарденское озеро в пещере (Копет-Даг)                                            |
|                                | SO <sub>4</sub> —Ca—Cl                | 135—2902            | 4                                             | 6              | и. Кизеловский р-н; и. р. Чанты-Аргун                                              |
| Cl                             | Cl—Na—HCO <sub>3</sub>                | 1812—11000          | 4                                             | 4              | и. Запорожские (Кубань) ;<br>и. Мацеста                                            |
|                                | Cl—Na—SO <sub>4</sub>                 | 3992                | 1                                             | 1              | скважина Талги                                                                     |
|                                | Cl—Na—Ca                              | 4183—10865          | 3                                             | 3              | и. скважина Мацеста;<br>и. Южно-Дербентский (Кубань)                               |
|                                | Cl—Na—K                               | 29,6 %              | 1                                             | 1              | и. Бонневиль (каменная соль).                                                      |
| Всего 16 гидрохимических фаций |                                       | 27 мг/л — 29,6 %    | 97                                            | 132            |                                                                                    |

воды карбонатного карста Уфимского плато, которые двигаются на восток в сторону территории, сложенной гипсами. При переходе вод из карбонатных отложений в сульфатные состав их закономерно меняется.

Главные компоненты карстовых вод определяются составом карбонатных и сульфатных карстующихся пород. Основными катионами являются Ca и Mg, анионами — HCO<sub>3</sub> и SO<sub>4</sub>. Соотношение этих компонентов изменяется с увеличением минерализации. Это

положение наглядно иллюстрирует рис. 65, на котором графически представлены результаты химических анализов карстовых источников. На графике по вертикальной оси откладывается содержание главнейших ионов в мг/л в логарифмическом масштабе, а по горизонтальной оси — минерализация в мг/л в обычном масштабе.

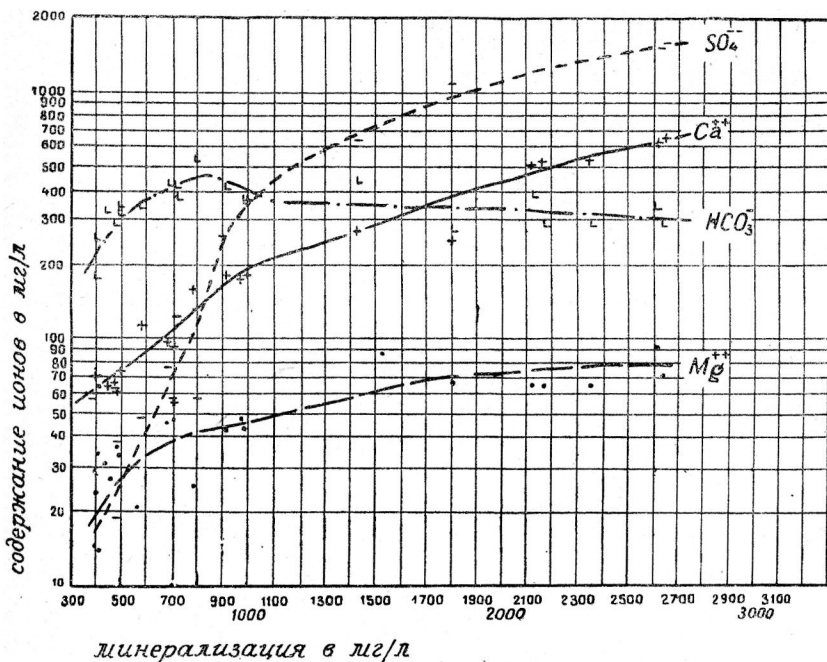


Рис. 65. График зависимости содержания главнейших ионов от общей минерализации для карстовых вод (по К. А Горбуновой, 1961).

Кривые содержания главных ионов показывают их поведение при увеличении минерализации. Точки пересечения соответствуют определенным величинам минерализации и разграничивают разные типы вод.

Уточнение количественной оценки типов вод и выявление роли сульфат-иона в формировании их состава дает рис. 66. На нем по вертикальной оси откладывается содержание сульфат-иона, по горизонтальной — общая минерализация в мг/л, значками показаны типы воды. При построении графика использовано 130 химических анализов карстовых рек и родников. График позволяет сделать вывод, что каждый тип воды или гидрохимическая фация характеризуется определенными пределами минерализации и содержанием сульфат-иона,

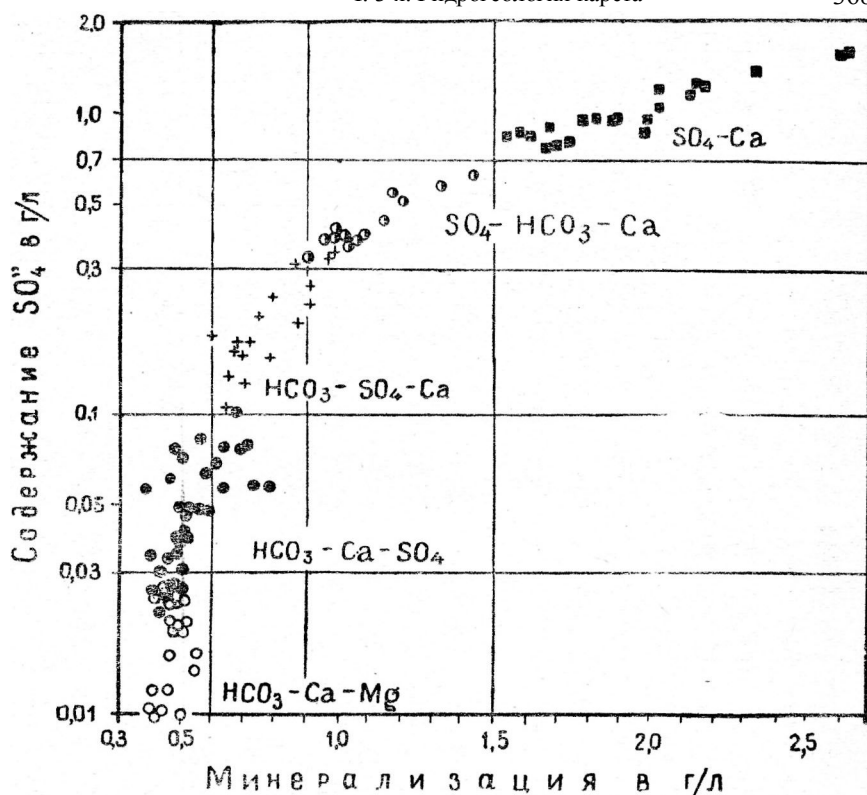


Рис. 66. Изменение состава карстовых вод в зависимости от содержания сульфат-иона и общей минерализации (по К. А. Горбуновой, 1961).

|                          | I                | II               | III              | IV               | V                   |
|--------------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|---------------------|
|                          | HCO <sub>3</sub> | HCO <sub>3</sub> | HCO <sub>3</sub> | SO <sub>4</sub>  | SO <sub>4</sub>     |
|                          | Ca               | Ca               | SO <sub>4</sub>  | HCO <sub>3</sub> | Ca                  |
|                          | Mg               | SO <sub>4</sub>  | Ca               | Ca               | (HCO <sub>3</sub> ) |
| О.М. <sup>1</sup> (мг/л) | 400—580          | 400—800          | 600—1000         | 900—1500         | 1500—2700           |
| SO <sub>4</sub> (мг/л)   | менее 27         | 22—100           | 100—350          | 330—700          | 700—1600            |

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

I тип свойственен карбонатным породам (мергелям, доломитам, известнякам). II тип встречается в карбонатных частично загипсованных породах. Выщелачивание их приводит к увеличению

<sup>1</sup> О. М. Общая минерализация.

в воде содержания как карбонатов, так и сульфатов кальция. III и IV типы характеризуются дальнейшим увеличением минерализации за счет выщелачивания сульфатов кальция. Часть карбонатов кальция, как менее растворимых, при повышении минерализации выпадает из источников в виде туфов. Содержание гидрокарбонатного иона уменьшается. V тип развит в сульфатных отложениях. Преобладающими являются сульфатный и кальциевый ионы, образующие более растворимые соединения, чем карбонаты и бикарбонаты кальция.

М. Г. Валяшко (1955) отмечает, что накопление кальция в растворе ограничивается растворимостью его карбонатов и бикарбонатов. Приведенные графики показывают, что для карстовых вод гипсов увеличение содержания кальция ограничивается растворимостью сульфатов кальция.

С. А. Дуров (1959, 1961), исследовавший генезис ионно-солевого состава карстовых вод, приходит к выводу, что основная масса сульфатов образуется в зоне окисления сульфидов. Растворение гипса дает сульфатов в 3—7 раз меньше, чем зона окисления.

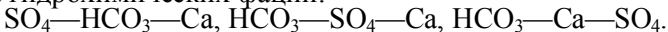
Приведенные данные показывают, что формирование солевого состава карстовых вод карбонатных и сульфатных отложений обусловлено только выщелачиванием карбонатов и сульфатов. Этот процесс приобретает специфические черты в различных географических зонах.

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

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

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

В д. Зуево и на северо-запад от нее появляется поле сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций. Ниже по грунтовому потоку, по правому и левому берегам р. Кишертки, выделяется поле гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевых вод. Остальная часть с. Усть-Кишерт находится в поле преобладания гидрокарбонатно-кальциево-сульфатной гидрохимической фации (рис. 67). Таким образом, от Зуево, то есть, от места подтока сульфатных карстовых вод, к р. Сылве вниз по грунтовому потоку наблюдается следующая смена гидрохимических фаций:



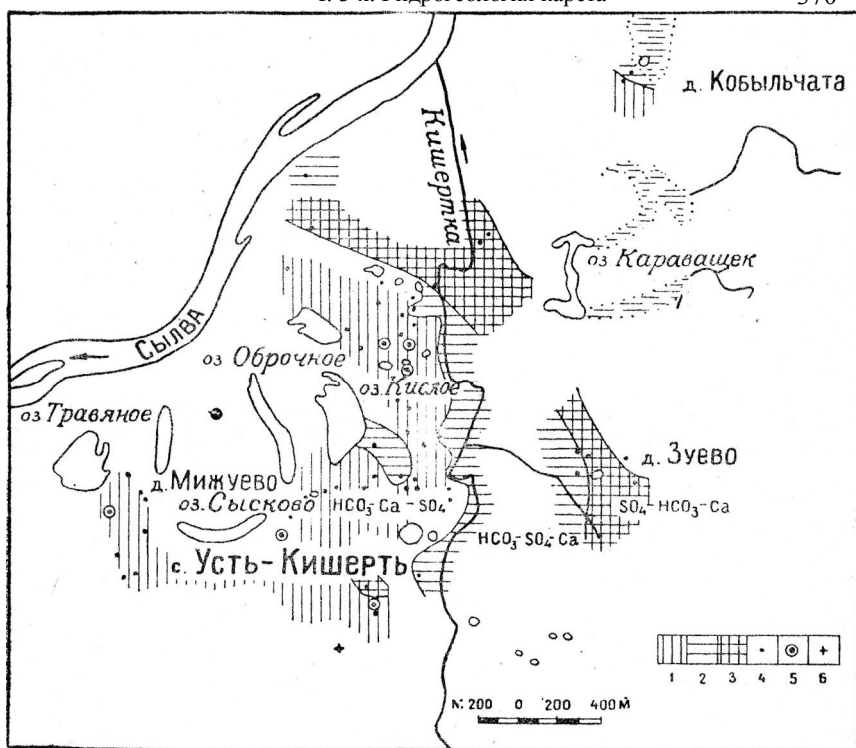


Рис 67. Схематическая карта гидрохимических фаций грунтовых вод района с Усть-Кишерть (по Г. А. Максимовичу, К. А. Горбуновой, 1960):

1. Поле  $\text{HCO}_3\text{—Ca—SO}_4$  гидрохимических фаций.
2. Поле  $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Ca}$  гидрохимических фаций.
3. Поле  $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Ca}$  гидрохимических фаций.
4. Колодцы, 5. Колодцы сильно загрязненные, 6. Колодец у школы.

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

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

На составе карстовых вод эпизоды сказывается и деятельность человека. Сточные воды городов и промышленных предприятий вносят нитраты и другие компоненты, изменяющие гидрохимический облик. Воды ряда источников, вытекающих из каменноугольных известняков в Кизеловском районе, относятся к сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевой, сульфатно-кальциево-гидрокарбонатной, сульфатно-кальциево-



магниевой, сульфатно-кальциево-хлоридной гидрохимическим фациям. Такой гидрохимический облик, по-видимому, зависит не от геогидродинамической зоны, а обусловлен кислыми рудничными водами.

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

## ПОДЗЕМНАЯ ХИМИЧЕСКАЯ ИЛИ КАРСТОВАЯ ДЕНУДАЦИЯ

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

Карстовая денудация Горного Крыма при выносе в год  $17\,300\text{ м}^3$  с площади  $490\text{ км}^2$  будет  $35,3$  микрона. Для участка Девий-Ветлан Ксенофоновско-Ныробского карстового района Пермской области (Г. А. Максимович, К. А. Горбунова, 1958) при площади  $172\text{ км}^2$  (Д. В. Рыжиков, 1954) она будет  $33,4$  микрона. По подсчетам К. А. Горбуновой (1960), денудация для одного из участков карбонатного карста Уфимского вала площадью в  $336\text{ км}^2$  составляет  $12,7$  микрона, а для участка гипсового карста Кишертско-Суксунского района площадью  $60\text{ км}^2$  —  $117$  микрона.

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

## СКОРОСТЬ РАЗВИТИЯ КАРСТА

Гидрогеологические и гидрохимические исследования позволяют, кроме карстовой денудации, подсчитать скорость развития или активность карста. По предложению Н. В. Родионова (1950), активность карстового процесса можно выражать количественно — отношением (в процентах) объема растворенной породы, выносимой подземными водами из какого-либо карстового массива за

определенный отрезок времени, к общему объему карстующихся пород. Это отношение он назвал степенью, или показателем, активности карстового процесса.

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

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

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

$V$  — общий объем карстующихся пород.

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

Приведем опубликованные в литературе данные о численных величинах показателя активности карста (в процентах за тысячелетие):

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

Для карста соли эти показатели вероятно еще больше. По величине активности карста (в процентах за тысячелетие) карстовые районы могут быть разделены на следующие классы:

| Класс активности карста | Показатель современной активности карста $A$ |
|-------------------------|----------------------------------------------|
| 1-й — чрезвычайная      | >10                                          |
| 2-й — очень большая     | 10—1                                         |
| 3-й — большая           | 1—0,1                                        |
| 4-й — значительная      | 0,1—0,01                                     |
| 5-й — малая             | 0,01—0,001                                   |
| 6-й — очень малая       | 0,001—0,0001                                 |
| 7-й — незначительная    | <0,0001                                      |

## ГЛАВА ЧЕТЫРНАДЦАТАЯ

### ИСТОЧНИКИ КАРСТОВЫХ ОБЛАСТЕЙ

Воды закарстованных отложений либо питают другие подземные воды, либо выходят на дневную поверхность или — на дне морей, озер и рек. Естественный выход карстовых вод на земную поверхность называется наземным источником или просто источником, а выход на дне водоемов и водотоков — подводным источником. Последние бывают подморские или субмаринные, подозерные или сублимнические, и подречные или субпотамические.

### КЛАССИФИКАЦИЯ КАРСТОВЫХ ИСТОЧНИКОВ

Существует много признаков, которые берутся в основу классификации источников. К. Кейльгак (1935) делит источники на нисходящие и восходящие. Е. Принц (1937) вполне правильно указывал, что в гидрогеологии в первую очередь следует делить источники по роду водоносных горизонтов, которые их питают. Это деление имеет, по его мнению, и гигиеническое значение. При этом он указал только две основные группы: источники, питаемые грунтовыми водами, и источники, питаемые подземными водотоками. А. М. Овчинников (1955) развил эту классификацию и предложил выделять три основные группы. Он различает источники, которые питаются водами верховодки, грунтовыми и артезианскими. Эти группы источников он делит на два типа: в пористых породах и в трещиноватых породах.

Далее, как и у Е. Принца, он делит их по роду причин, вызывающих выход источников на поверхность. Подобно Е. Принцу, он выделяет особые типы источников, вкладывая, правда, в это другое содержание.

В СССР в настоящее время общепринято подразделение подземных вод по гидродинамическим зонам. По степени раскрытости различают водоносные комплексы: раскрытые, частично раскрытые и закрытые. Источники приурочены к разным гидродинамическим зонам, и выходы их на поверхность обусловлены раскрытостью водоносных отложений. Автор предлагает разделять источники по гидродинамическим зонам.

Рассмотрим вначале наземные, а затем подводные источники карстовых вод.

## НАЗЕМНЫЕ ИСТОЧНИКИ

Зона вертикальной нисходящей циркуляции карстовых вод редко дает источники. Они могут появиться, если карстовые полости этой зоны, трещины и колодцы несколько наклонны. Тогда поглощенные ими воды на окраине карстующегося массива могут дать источники, которые будут действовать только во время выпадения дождя (см. рис. 1, А). Они обычно дают малое количество воды.

В пределах зоны вертикальной нисходящей циркуляции в местах развития некарстующихся или менее карстующихся пород образуются подвешенные карстовые воды (см. рис. 1, Па). В областях, где развиты пласты гипса и ангидрита над подстилаемыми менее растворимыми известняками и доломитами, могут образоваться подвешенные источники.

В Пермской области подобное явление наблюдается в Кунгурско-Иренском карстовом районе, в среднем течении р. Ирени. Здесь, по правому берегу, имеется ряд источников, стекающих по туйским известнякам. Там, где эти известняки закарстованы, карстовые воды, пройдя через них, попадают в гипсы и ангидриты подстилающей демидковской пачки и стекают либо в русло Ирени, либо — чаще — в подрусловые пустоты.

В горных районах в толщах известняков, на участках развития менее карстующихся или некарстующихся пород, образуются горизонтальные каналы, из которых вытекают источники подзоны подвешенных вод (рис. 1, Б). Иногда они образуют водопады, низвергающиеся с различной высоты в долину. Так, в долине р. Чусовой есть карстовый источник, вытекающий на высоте более 10 м над рекой, а в долине Колвы — на 20 м. Есть они и в долине р. Вижай, в бассейне р. Большой Инзер на Южном Урале и в других местах. В Алайском хребте в Средней Азии пещерный источник вытекает из горизонтального хода на высоте 20 м над уровнем р. Апширсай. На Кавказе автор наблюдал источник в районе оз. Рица на р. Бзыпи, низвергающийся из пещеры на высоте 480 м над рекой. Имеются они и в долине Западной Гумисты, у с. Андреевского в районе Сухуми, где высота источника не менее 100 м над уровнем воды в реке. Источники подзоны подвешенных вод бывают как постоянные, так и периодические. Последние действуют обычно после дождей или во время таяния снега. В ряде районов на склонах гор такие родники являются единственным источником водоснабжения. Подобное явление автор наблюдал на Черноморском побережье в районе Гагр. На склоне горы Мамздышки имеется такой источник, которым население этого безводного карстового района пользуется для водоснабжения.

Источники переходной зоны (рис. 1, III). Как уже указывалось в главе I, мощность этой зоны различна и зависит от степени закарстованности.

Весной при таянии снега на поверхности карстующегося массива и после дождей одно и то же количество воды дает малый подъем карстовых вод над обычным уровнем зоны горизонтальной нисходящей циркуляции при большом объеме пустот и большой подъем — при малом объеме карстовых полостей, образующих эту переходную зону. Объем этих пустот в общем зависит от времени, в течение которого карстовый массив находился в обстановке, благоприятной для закарстовывания, и от рельефа. Поэтому в более древних породах на равнинах высота или мощность переходной зоны меньше, а в позднее образовавшихся горных районах — больше. Это подтверждается колебаниями уровня карстовых вод. Игрет роль, конечно, и количество снега, а также количество осадков, выпадающих в виде дождей. Данные об амплитуде колебания уровня карстовых вод приведены в табл. 44.

На схеме (рис. 1, III) источник, обозначенный буквой Г, питающийся водами переходной зоны, действует только при высоком стоянии карстовых вод.

В Челябинской области, в Нязепетровском районе, на правом берегу р. Шемахи, правого притока р. Белой, находится интересная пещера в девонских известняках. Д. С. Соколов (1951) установил, что высота ее 3 м над рекой, а длина — около 500 м. В пещере находятся два озера, в которых зимой и летом имеется вода. Весной, при более высоком стоянии уровня карстовых вод, из пещеры вытекает источник, расход которого в 1940 г. достигал 3 м<sup>3</sup>, а в 1941 году 3,5—4 м<sup>3</sup> в сек. В 1940 г. излияние из пещеры началось 21 апреля и продолжалось до конца мая. В 1941 г. источник действовал с 9 мая до середины июня.

Источники зоны горизонтальной циркуляции карстовых вод наиболее многочисленны. Иногда карстовые воды этой зоны вытекают в речные отложения (рис. 1, Е) или в подрусловые пустоты (рис. 1, VI). Если количество карстовых вод, поступающих в речные отложения, значительно, то они могут дать и источники. Так, на Уфимском плато, в Инзерском районе, имеется большое количество источников, приуроченных к поймам рек. Дебит до 10 м<sup>3</sup> в сек. Примером может служить Холодный ключ с дебитом до 100 л/сек.

В Пермской области, там, где развиты гипсы иренской свиты кунгурского яруса, обогащенные сульфатом кальция, карстовые воды в ряде районов ухудшают качество грунтовых вод. Это наблюдается в Сылвенско-Сергинском, Кунгурско-Иренском и других карстовых районах. В Полазненско-Шалашнинском карстовом районе, там, где демидковская пачка известняков кунгура препятствует проникновению карстовых вод вглубь, воды зоны горизонтального движения поступают в подрусловые пустоты, не давая источников на поверхности. Подобное явление установлено бурением на рр. Чусовой и Сылве.

Источники зоны сифонной циркуляции карстовых вод наиболее своеобразны. Обычно это напорные восходящие источники (рис. 1, В и Д), которые иногда вытекают даже выше переходной зоны III. Воды этой зоны могут поступать и в поддолинные (подрусловые) пустоты (VI). Места выхода источников часто представляют глубокие воронкообразные бассейны с прозрачной голубовато-зеленой водой, обладающей постоянством низкой температуры и дебита. Местное население часто дает этим источникам различные названия. В Полесье их называют окна, в Западной Украине — ока, в Гвадиане (Испания) — глаза. В Горьковской области их зовут воклины, а в южной части Швабской Юры — ключевые горшки.

Наиболее замечательным примером источника этой зоны и СССР является Голубое озеро, или Церик-Кель, на Северном Кавказе, в районе Нальчика, которое мы уже упоминали как карстовую шахту. Озеро это имеет глубину 258 м, а длина и ширина в 1,5 и 3 раза меньше. В него не впадает никаких рек, но вытекает постоянный поток с расходом около кубометра в секунду, питающийся карстовыми водами. Ежесуточно он выносит в растворенном виде 35—50 м<sup>3</sup> породы.

Другой известный источник — Голубое озеро на р. Бзыпи — находится также на Кавказе. Это карстовая воронка, имеющая поперечник 20—25 м и такую же глубину. На дне ее находится несколько меньших воронок, из которых поступает вода и, переполнив воронку, стекает в виде короткой речки в расположенную вблизи р. Бзыпь. Вода в озере очень холодная, даже в июле близ поверхности температура ее не превышает 12°. Голубым озеро называют за очень прозрачную ярко-голубую воду.

Источников, питающихся водами зоны сифонной циркуляции, много и в Пермской области. Наиболее характерны они для Кишертско-Суксунского карстового района, где между с. Усть-Кишерт и пос. Суксун, на западной окраине Предуральской депрессии, разгружаются карстовые воды, поглощенные на находящемся западнее Уфимском плато. Это восходящие источники в районе с. Усть-Кишерт — у дд. Низкое, Зуево и южнее.

Минеральные источники курорта Ключи, у подножия Городищенской горы, по-видимому, образовались в результате восходящего потока карстовых вод, который увлек за собой сероводородные воды из Предуральской депрессии. Много источников, питающихся водами этой зоны, имеется в Кизеловско-Яйвинском и других карстовых районах Пермской области.

Источники зоны подрусловой циркуляции магистральных и других рек. Воды подрусловых (поддолинных) потоков перемещаются до тех пор, пока не встретят некарстующиеся или слабо закарстованные породы. На таких участках подрусловый поток исчезает, и на поверхность выходит источник.

Примером, по-видимому, может служить Девий-Ветлан на р. Колве с расходом  $2,2 \text{ м}^3$  в сек. В Донбассе это известный источник Кипучая Криница.

Лучше всего выход подрусловых вод можно наблюдать зимой, когда над источником в русле реки лед не образуется. Такие явления известны на многих реках Пермской области — Ирени, Сылве, Колве и других.

## ПОДВОДНЫЕ ИСТОЧНИКИ

Как уже указывалось в начале главы, в некоторых, карстовых районах источники выходят на дне озер, рек, морей. Это подводные, или субаквальные, источники. Наибольшую известность получили источники на дне морей, по которым нами опубликованы статьи (Г. А. Максимович, 1956а, 1957а). Данные же об источниках на дне озер и рек рассеяны в карстоведческой литературе и пока не были обобщены. В одной из работ автор привел по этому вопросу только некоторые соображения (Г. А. Максимович, К. А. Горбунова, 1958). Рассмотрим подводные карстовые источники по гидродинамическим зонам вод, которые их питают.

Подводные источники озер. Многие озера карстовых районов питаются карстовыми водами. Питание это бывает рассеянным и концентрированным. В первом случае карстовые воды инфильтрируются снизу, через озерные отложения, в сравнительно небольших количествах, почти по всей площади дна. Эти бессточные озера не будем рассматривать. Нас интересуют только озера, где из канала на дно поступают концентрированно значительные массы карстовых вод. Выход их проявляется в виде грифона, либо, при меньшем дебите, замечен зимой по полынье — незамерзающему участку воды — обычно в виде круга.

При большом дебите подводного карстового источника озера имеют сток, а при небольшом бывают случаи, когда в озерах со значительной площадью поступающая вода удаляется только испарением и инфильтрацией в поток грунтовых вод.

Подводные карстовые источники поступают в озерные ванны различного происхождения. Некоторые озера представляют собой расширенные устья восходящих карстовых источников. Примером этой группы могут служить озера: Церик-Кель на Северном Кавказе, Голубое в долине р. Бзыпи в Абхазии, некоторые небольшие озера Кишертско-Суксунского района в Пермской области, южнее с. Усть-Кишерт (Г. А. Максимович, К. А. Горбунова, 1958).

Ко второй группе относятся подводные карстовые источники, вытекающие на дне озерных ванн карстового происхождения, образовавшихся путем провала, а иногда и иным путем. Вода,двигающаяся по карстующейся толще в зоне горизонтальной циркуляции,

образует ряд подземных пустот. Подземные гроты расширяются выщелачиванием и обвалами. Когда свод такой пустоты обрушается, образуется провальное карстовое озеро. В зависимости от объема и состава обрушившейся породы, количества поступающих карстовых вод озеро вначале питается источниками или путем инфильтрации. Такие источники были вначале в Кишертском провале в 1949 г. (Г. А. Максимович, Л. В. Голубева, К. А. Горбунова, 1950; Г. А. Максимович и К. А. Горбунова, 1958). Из них поступала более минерализованная сульфатно-кальциевая вода. За годы, которые прошли после провала, по мере роста мощности озерных отложений на дне озера, образовавшихся в значительной степени за счет разрушения крутых берегов, сложенных суглинками, питание карстовыми водами снизу постепенно все больше заменялось боковым подтоком грунтовых гидрокарбонатно-кальциевых вод.

В Норвегии подземный сток озера Эртватн, пройдя по подземному руслу 500—600 м, выходит под высоким гидростатическим давлением на дне небольшого озера в Стиллеवासого, где поднимается в виде купола, причем вода «пузырится и кипит, как в котле» (У. Хольтедаль, 1958).

Существуют карстовые подземные источники, переходные между первым и вторым типами.

Особым типом источников являются воды, питающие озеро на дне Пятигорского провала, возникшего за счет обрушения сводов пустоты, образовавшейся в результате растворяющего действия минеральных вод.

Третьим типом являются подводные карстовые источники, выходящие на дне некарстовых озерных котловин — старичных и других. Нами было описано такое озеро Кислое в с. Усть-Кишерт. На дне его из карстовой воронки вытекал источник, благодаря которому из озера происходил сток, составивший, например, 14 мая 1943 г. 3168 м<sup>3</sup> в сутки. После провала 1949 г., благодаря закупориванию подводящих карстовых каналов, сток из озера прекратился. Со временем карстовые воды частично преодолели это препятствие и вновь выходят на дне озера. Сток из озера возобновился, но уже с меньшим дебитом (Г. А. Максимович, 1956б).

Возможны и другие генетические типы озерных котловин с подводными карстовыми источниками на дне. Подозерные карстовые источники питаются водами зон горизонтальной и поддолинной циркуляции. Данные о них сведены в табл. 47.

Подводные источники рек. В карстовых районах имеют место и подводные источники в речных руслах. Обычно они выбивают на дне и отмечаются летом по подтоку более холодных карстовых вод, а зимой, в северных странах, — по незамерзающему участку воды над местом выхода. Вода восходящих карстовых источников



имеет положительную температуру ( $4-6^{\circ}$ ) и, постоянно подтекая, не дает образоваться льду.

Подводные карстовые источники известны для рек Ирени и Сылвы в Кунгурско-Иренском и Кишертско-Суксунском карстовых районах Пермской области. Данные о глубине поддолинных пустот были ранее приведены в главе I (табл. 3). Питаются пустоты карстовыми водами, движущимися на глубине под напором от водораздельных пространств в направлении, примерно перпендикулярном долине (поперечный сток З. А. Макеева), и в поддолинных (подрусловых) карстовых пустотах зоны поддолинной циркуляции (Г. А. Максимович, 1957 б, в). В местах разгрузки этих карстовых вод в русле и образуются карстовые источники.

Подводные источники морей. Поглощенные трещинами, понорами, воронками, колодцами и естественными шахтами атмосферные осадки, стекая по подземным карстовым пустотам вначале примерно вертикально, близ уровня моря переходят на горизонтальное движение или перемещаются по вогнутой кривой. Там, где горизонтальные, наклонные или почти вертикальные каналы находятся ниже уровня моря, вследствие движения значительных масс карстовых вод, осадконакопления не происходит, и со дна поднимаются источники пресной воды. Они имеются во всех карстовых районах, находящихся на берегу морей, если известняки слагают и морское дно. Проявляются подводные источники различно. При большом напоре и значительном количестве воды они приводят в движение морскую поверхность, а при меньшем напоре и дебите устанавливаются по местному уменьшению солености морской воды.

Наиболее глубокие подводные источники находятся в Далмации, у мыса Св. Мартина, на 700 м ниже уровня моря (А. Зупан, 1914).

Количество карстовых вод, поступающих в море путем подводных источников, весьма значительно. Большая часть вод, за исключением вытекающих в виде наземных источников и стекающих в виде рек, поступает в море подводно.

Широкое развитие подводных пресных карстовых источников было известно еще в древности. Уже более 2000 лет назад Тит Лукреций Кар (99—55 гг. до н. э.) писал в своей поэме «О природе вещей»<sup>1</sup>: «И во многих<sup>2</sup> других областях доставляет морская равнина пользу насущную всем морякам при томительной жажде, между соленых валов пресноводной родник извергая» (кн. 6, строфы 692—694). Двумя строками раньше Лукреций указывает: «В этом же роде родник, находящийся в море Арадском, пресную воду он бьет, Разгоняя соленые волны». Об этом источнике упоминают и Страбон (55 г. до н. э. — 21 г. н. э.) в «Географии», в кн. 16, гл. 2, § 13 (Лукреций, 1947)

<sup>1</sup> Лукреций. О природе вещей. АН СССР, М., 1946.

<sup>2</sup> В перевод Ф. А. Петровского мною вставлено по латинскому подлиннику слово «многих», которое имеет в данном случае большое значение.

и Плиний Старший (23—79 г. н.э.) в своей «Естественной истории» в кн. 5, гл. 34, § 128 (Античная география, 1953).

В восточной части Средиземного моря, у берегов Финикии, где почти горизонтально залегающие меловые известняки покрова платформы сильно закарстованы, широко развиты карстовые воронки, котловины и пещеры. Здесь находится небольшой скалистый островок, называвшийся в древности Арад. Островок этот 2000 лет назад имел около семи стадий<sup>1</sup> в окружности, или 655 м. Жители торгового города на островке Арад (В. П. Авдиев, 1953) частично собирали дождевую воду в цистерны и ямы, а больше привозили ее с близрасположенного материка Финикии. В военное время они брали воду из пролива недалеко перед городом, где находился обильный источник воды, пригодный для питья. Для этого они опускали с лодки свинцовый клибан широким отверстием вниз. Вверху этот прибор имел более узкое отверстие, на которое надевалась кожаная труба. После того как из трубы вытекала соленая вода, попавшая при погружении клибана в море, начинала поступать чистая пресная вода. Ее набирали в приготовленные в лодке сосуды и увозили в город.

Плиний Старший, ссылаясь на Мукиана, указывал, что глубина моря между островом и континентом там, где вытекает ключ, составляет 50 локтей<sup>2</sup>, или 18,5 м. Этой сравнительно значительной глубиной обусловлена довольно сложная техника добычания воды, применявшаяся в древности.

В СССР подводные источники известны на Черном море. Автор наблюдал их в 1948 и 1950 гг. в районе Гагр. Здесь в тихую погоду на спокойной поверхности моря можно видеть движение воды, как бы разливающейся над выходом мощного карстового источника. Гагринский карстовый район сложен мощными толщами меловых и верхнеюрских известняков. По берегу развито юго-западное крыло гагринской антиклинали с углами падения от 15 до 40° и более (Т. А. Мордвилко, 1937). Атмосферные осадки, поглощенные карстовыми воронками, колодцами и трещинами, разгружаются на крыле антиклинали в виде ряда карстовых источников, имеющих по берегу и на дне моря. Источники эти упоминают Н. А. Гвоздецкий (1952) и А. Н. Семихатов (1954).

И. К. Зайцев (1940), ссылаясь на В. Ф. Пчелинцева, указывает на наличие субмаринных источников в Крымской карстовой области мезозойских известняков близ южного берега, западнее Байдарских ворот.

Ряд подводных карстовых источников имеется в Средиземном море. На юге Франции, где берега сложены мезозойскими известняками,

<sup>1</sup> Стадия — греческая мера длины, равная 125 шагам; считая шаг в 0,75 м, 7 стадий будет 655 м.

<sup>2</sup> Сирийский локоть составлял 0,37 м.

на Лазурном берегу, около Канн, есть источник на глубине 162 м. Восточнее, в Италии, около Сен Ремо, пресные воды выходят на глубине 190 м (А. Зупан, 1914).

В. А. Обручев (1918) указывал, что некоторые из пресных подводных источников у берегов Средиземного моря во Франции были изучены лет 40 назад и оказалось, что они выходят на глубине 15 м. Здесь пресная вода поднимается до поверхности моря, так что рыбаки набирают ее в бочонки.

Огромные карстовые источники на дне Средиземного моря изучены близ массива Гарраф (Ж. М. Поус, 1961). Аэросъемка и электроразведочные работы с судна позволили установить их местонахождение. Оно было уточнено по смене соленой и пресной воды. В этом районе оказалось восемь родников. Наиболее крупный — Ла-Фольконера — приурочен к подводной скале, имеющей длину около 1 км. Водолазы исследовали, поток под морем на протяжении 200 м. Оказалось, что этот родник питается одноименной рекой, которая исчезает, протекает на суше подземно через пещеру Фольконера, течет под дном моря и дает начало субмаринному источнику.

В Динарской карстовой области, сложенной мезозойскими, главным образом меловыми и палеогеновыми известняками, в Адриатическом море имеется много подводных карстовых источников пресной воды. Они были известны еще Лукрецию. Эти источники находятся в Хорватии у полуострова Истрия, севернее Сень в Подгорском проливе и в Далмации в Сплитском и Брачском проливах (Б. Ф. Добрынин, 1948).

В Европе находятся наиболее северные подводные морские источники. В Норвегии на южном берегу Хеллем-фьорда (Уфутен), западнее возвышенности с отметкой 771 м, лежит небольшое озеро, не имеющее поверхностного стока. Подземный сток происходит из северо-западного угла озера, где берег сложен известняками мощностью 200 м. На дне моря, недалеко от берега, наблюдается водоворот. Подземный путь от озера до субмаринного источника 1,5 км, а разность отметок 675 м. На северном берегу этого же фьорда имеется сравнительно большая река, вытекающая из озера на высоте 731 м. У подножия горы Нуральдагварре, на высоте 660 м, она исчезает в огромной карстовой воронке и выходит только на дне моря в нескольких метрах от берега в виде водоворота (У. Хольтедаль, 1958).

В Азии, кроме Арадского, большой известностью пользуются подводные источники в Персидском заливе. Водоснабжение острова Мухаррак из группы Бахрейнских островов лет тридцать назад базировалось на подводных источниках. Водолазы ныряли на дно с мешками из овечьих шкур, наполняли их пресной водой и, всплыв, выливали воду в бочки (В. А. Обручев, 1918).

На острове Ява имеется ряд столовых возвышенностей, сложенных третичными известняками. На северном побережье это возвышенность

Рембанга, а на южном их пять. Наиболее значительна из них Гунонг-Севу. Имеются они и на острове Мадуро. Известняки сильно закарстованы (Э. Добби, 1952). Тропический тип карста проявляется в виде воронок, озер, пещер, а также тысяч карстовых холмов-останцов и остроконечных карров. Осадки, проникая в карстовые пустоты, частично разгружаются в море в виде подводных источников (И. Данеш, 1914).

Много субмаринных источников у южного берега Австралии в Большом Австралийском заливе. Они вместе с надводными источниками у основания обрывистого морского берега, поднимающегося на 100—200 м, представляют область разгрузки вод, поглощенных на усеянной карстовыми воронками в третичных отложениях и лишенной поверхностного стока равнине Налларбор площадью около 170 тыс. км<sup>2</sup>, образующей бассейн карстовых вод Юкла (М. П. Потемкин, 1950).

На севере Австралии поглощенные карстовыми воронками и по-норами в нижнепалеозойских известняках (кембрий-силур) плато Баркли и мезозойских (мел-юра) береговой равнины атмосферные осадки и поверхностные воды стекают частично подземно на север и северо-восток в направлении залива Карпентария. Здесь они разгружаются в виде подводных источников. Выходы эти настолько значительны, что местные рыболовы, опуская до дна длинные бамбуковые трубы, получают воду, которая изливается выше поверхности моря. В первую мировую войну даже военные корабли использовали эти источники для водоснабжения (А. Н. Семихатов, 1954).

В западном полушарии подводные карстовые источники имеются в областях тропического карста. Обилие атмосферных осадков, поступающих через закарстованные известняки, делает их особенно эффектными.

У берегов Флориды воды, поглощенные полого залегающими олигоценовыми пористыми известняками, разгружаются в ряде мест в море. Наибольшую известность имеет источник на Атлантическом побережье, в 4 км на юго-восток от Сент-Огастина. Здесь на участке, где глубина моря 15 м, из отверстия в 18 м в поперечнике и 60 м глубиной он выходит с такой силой, что в спокойную погоду на поверхности моря образуется выпуклость (А. Боли, 1948, В. М. Дэвис, 1930).

Недавно опубликовано описание, по-видимому, того же подводного источника к востоку от берегов Флориды. Плавающие суда пополняли здесь запасы пресной воды прямо в море.

Область пресной воды, имеющая на поверхности моря около 30 м в диаметре, отличается от окружающих вод цветом и температурой. Море в этом районе имеет глубину 15—20 м, а источник вытекает со дна впадины глубиной около 40 м. Расход его составляет около 40 м<sup>3</sup> в сек. Восходящее движение пресной воды препятствует отложению морских осадков во впадине. В журнале сообщается, что

подводный источник питается водами артезианского бассейна, находящегося ниже уровня моря (Подводный источник, 1962). Судя по огромному расходу, это подводный карстовый источник.

Полуостров Юкатан в Мексике во многих местах окружен выходами подводных источников карстовых вод, и местное население дало этой области характерное название: Рио, то есть река (Э. А. Мартель, 1908). Такое обилие подводных источников связано с тем, что большая часть полуострова, за исключением южной части штата Кампече и территории Кинтана-Роо, не имеет поверхностного стока. Это равнина от нескольких десятков метров над уровнем моря на берегу Мексиканского залива полого поднимается до 150 м в северной части штата Кампече и на северо-западе Кинтана-Роо. Она сложена верхнетретичными мелоподобными полого залегающими известняками. Это типичная карстовая область, где карстовые воды стекают в море главным образом в виде подводных источников (Р. Шрок, 1946; Х. А. Виво, 1951). Жители прибрежных поселений нередко направляются на лодках за пресной водой... в море (Н. А. Гвоздецкий и Я. Г. Машбиц, 1958).

На острове Куба, на Центральном плато, сложенном третичными олигоцен-миоценовыми известняками гюинес, южнее гор Органос и антиклинали Гавана-Мантанас, и простирающемся на восток до меридиана Сьенфуэгос, широко развиты карстовые явления. В западной части провинции мантанас плато спускается к северному побережью несколькими террасами. Здесь воды, поглощенные пористыми известняками гюинес, стекают часто подземно и дают в море в ряде мест подводные источники. Они проявляются в штилевую погоду движением морской воды, которая как бы кипит (В. м. Дэвис, 1930, стр. 496—497).

На острове Ямайка воды, поглощенные белыми олигоценными известняками, занимающими около 80 % площади, через воронки, сухие долины и поля частично разгружаются в море в виде подводных источников (Э. А. Мартель, 1908; И. К. Зайцев, 1940).

Багамские острова сложены четвертичными известняками, подстилаемыми на острове Нью-Провиденс с глубины 55 м доломитизированными известняками и доломитами. С глубиной пористость убывает и на глубине 132 м составляет 5 %. Четвертичные известняки подстилаются на этом острове миоценовым рифом. Багамский архипелаг включает 29 обитаемых островов, 661 шхеру (Keys) и 2387 утесов. Эти острова, островки и скалы поднимаются с поверхности платформы, причем большая часть платформы покрыта морем глубиной всего в 5,0—7,5 м (А. Ирдли, 1954). В районах более крупных островов это создает обстановку для разгрузки в море поглощенных известняками вод (И. К. Зайцев, 1940; Э. А. Мартель, 1908).

Наиболее южные подводные источники находятся на юге Чили у острова Диего-Альмагро (ранее Кембридж), где выпадает до 11 м

осадков в год. Карстовые формы на острове развиты в белом мраморе пермского возраста. Атмосферные осадки, поглощенные небольшими донгасами — плоскими понижениями площадью до 1000 м<sup>2</sup> глубиной 2—3 см и колодцами глубиной до 20 м, разгружаются в виде источников на дне Тихого океана (В. Визе, 1956).

Выше мы привели, по личным наблюдениям и литературе, некоторые данные о подводных карстовых источниках морей. Здесь указаны наиболее известные источники, которые, благодаря водообилию и большому напору, обратили на себя внимание местных жителей и исследователи. Несомненно, их значительно больше. При малом дебите и небольшом напоре они зачастую остаются незамеченными.

Восходящие источники пресных карстовых вод на дне морей в основном связаны с зонами горизонтальной и, особенно, сифонной циркуляции. Обычно они выходят на глубине 5—15 и до 50 м. И. К. Зайцев (1940) связывает их появление с опусканием закарстованных побережий. В Далмации наибольшая глубина такого источника — 700 м и несомненно обусловлена значительным погружением подводных каналов, бывших ранее на обычной, малой глубине.

Судя по приведенным данным, подводные источники имеют место главным образом в районах развития карста мезозойских и третичных известняков как покрова платформы, так и геосинклинальных складчатых зон. Это, по-видимому, связано с тем, что в мезо-кайнозойских известняковых массивах существуют еще водотоки, которые концентрируют значительные количества карстовых вод и дают заметные на глаз или по вкусу потоки пресной воды, достигающие поверхности моря почти без смещения. За длительное геологическое время палеозойские известняки имеют больше шансов образовать горизонт сообщающихся карстовых пустот. Заключенные в них воды, разгружаясь в море рассредоточенно, будут менее заметны.

В приморских карстовых областях подводные пресные источники развиты только там, где карстующиеся известняки слагают и прилегающее к суше морское дно. Именно этим обусловлена локализация субмаринных источников южного берега Крыма.

В приморских карстовых областях с подводными источниками карстовые воды часто находятся ниже уровня моря (базис эрозии). Это можно наблюдать на полуострове Юкатан и во Флориде. Иногда при наличии на берегу гор и развитии как зоны горизонтальной, так и сифонной циркуляции на одном и том же участке могут быть и надводные и подводные пресные карстовые источники. Такое явление наблюдается в районе Гагр. Весьма вероятно, что на побережьях образование зоны сифонной циркуляции и связанных с нею

подводных источников обусловлено наличием в прибрежной зоне трещин бортового отпора (А. Г. Лыкошин, 1953).

Сводные данные о подводных карстовых источниках приведены в табл.47.

Таблица 47

### Типы подводных карстовых источников

| Место выхода                                           | На дне озер                                                           | На дне рек                                                   | На дне морей                                    |
|--------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------|
| Характеристика                                         |                                                                       |                                                              |                                                 |
| Напор                                                  | Имеется                                                               | Имеется                                                      | Имеется                                         |
| Глубина дна в месте выхода, м                          | Обычно 2—10, иногда больше                                            | 2—7                                                          | Обычно 15—25, до 100—700                        |
| Глубина питающих карстовых каналов, м                  | Обычно 20—50, до 260 (Цермк-Кель)                                     | 15—25, до 50                                                 | Обычно 30—70, до 100—720                        |
| Роль карстовых вод в расширении мест выхода источников | Имеются озера, представляющие расширенные устья восходящих источников | Преобладает расширение стенок вертикальных карстовых каналов | Преобладает расширение стенок карстовых каналов |
| Воды какой гидродинамической зоны питают источники     | Зон горизонтальной, сифонной и поддолинной циркуляции                 | Зоны поддолинной циркуляции                                  | Зон горизонтальной и сифонной циркуляции        |

### ТЕМПЕРАТУРА КАРСТОВЫХ ИСТОЧНИКОВ

Температура карстовых источников зависит от гидродинамической зоны и геотектонических условий, в которых находится карстовый район. В осадочном чехле платформ она ниже. В молодых складчатых областях, особенно с недавним вулканизмом, а также в местах глубоких разломов она выше.

По международной бальнеологической классификации источники по температуре делятся на 4 группы. Выделив еще пятую, будем иметь следующие группы источников:

очень холодные с температурой ниже 10°С;

холодные, 10—20°;

субтермальные, 20—37°;

термальные, 37—42°;

гипотермальные, выше 42°.

Очень холодные карстовые источники характерны для северных районов СССР. В качестве примера укажем источники:

на р. Талой (Алдан) 2°,5 — В. В. Пиотровский (1961);

Ленинградская карстовая область 5,6—6°,5 — А. Ф. Якушова (1949);

Красный ключ (Башкирия) 4,5—5°,5 при минимальной температуре 3,4—4°,0 — А. Г. Лыкошин, Д. С. Соколов (1957); Пермская область 4—10° — Г. А. Максимович, К. А. Горбунова (1958);

Шемахинская пещера 0,5—3°,5 — Д. С. Соколов (1951); Челябинский карстовый район 6,5—7°,5 — Н. Д. Буданов (1956); Кузбасс (Сибирь) 4,2—6°,7 — И. В. Седенко (1951); Церик-Кель (Северный Кавказ) 9°,3 — Д. В. Рыжиков (1954); Аян (Крым) 9,2—10° — А. А. Крубер (1915); юго-западная часть главной гряды, Крым, плато; верхняя часть склона 5—7° — М. В. Чуринов (1959); ниже по склону 8—10° — М. В. Чуринов (1959).

В более южных районах вне зоны глубоких разломов наблюдаются карстовые источники, которые по температуре в течение года относятся к очень холодным и холодным:

Гипсовые, Северный Кавказ 8—18° — И. А. Григорьев (1948); Воклюз (Франция) 8,0—14°,7 — Е. Принц (1937). Холодные источники также многочисленны: Крым, юго-западная часть главной гряды 11—12° — М. В. Чуринов (1959);

Крым, у моря 13° — М. В. Чуринов (1959);

Кипучая Криница (Донбасс) 15° — Н. Д. Краснопевцев (1934); Боялдыр, Каратау 12—14° — Н. М. Колпаков и А. В. Орлова (1949); Тас-Кудук (Казахстан) 12° — И. Зайцев (1934). Субтермальными являются источники Джан-булак (21—22°) в Средней Азии, Границкого карста в Чехословакии (20—24°) и Сочи-Мацесты (26—31°); а термальными и гипотермальными — глубокие сероводородные воды, вскрытые скважинами в Мацесте (38—39°) и Хосте (41—46°). Сюда же относится минеральный источник Экс-Ле-Бэн в Савоие (Франция) с температурой 46°,5, формирующийся в ургонских известняках (А. М. Овчинников, 1947).

Температура карстовых источников зависит от аэротермической ступени. Для юго-западной части главной гряды Крымских гор М. В. Чуринов (1959) установил, что температура родников на карстовых плато и в верхних частях склона гряды колеблется в пределах от 5 до 7°. Это близко к среднегодовой температуре воздуха, равной 5°,7. Ниже по склонам располагаются зоны с температурой воды источников 8—10°, еще ниже 11—12° и в самой нижней зоне у моря 13°. Среднегодовая многолетняя температура воздуха у моря составляет 13°,7,



## КЛАССИФИКАЦИЯ РОДНИКОВ ПО ДЕБИТУ<sup>1</sup>

Дебит источников и их групп в секунду изменяется в широких пределах — от тысячных долей литра до  $167 \text{ м}^3$ . Поэтому классификация их по дебиту имеет практическое значение. У нас в стране при составлении карт водоносности горные породы по степени водообильности объединяются в следующие группы по преобладающему дебиту источников (И. К. Зайцев, 1945): 1) сильно водообильные  $>10 \text{ л/сек}$ ; 2) водообильные  $10\text{—}1 \text{ л/сек}$ ; 3) слабо водообильные  $1,0\text{—}0,1 \text{ л/сек}$ ; 4) влагоемкие  $0,1\text{—}0,01 \text{ л/сек}$ ; 5) сложные (пестрые) по водообильности.

Для источников карстовых, вулканических районов, а также вытекающих из весьма мощных песчаников, верхний предел явно недостаточен. Больше  $10 \text{ л/сек}$ . — может быть  $100 \text{ л}$ ,  $1 \text{ м}^3$  и  $10 \text{ м}^3$  в секунду. Источники со значительными дебатами необходимо более детально подразделять.

Е. Е. Керкис (1948) предложил следующую классификацию водоносных горизонтов по степени водообильности: 1) сильно водообильные  $> 500 \text{ м}^3$  в сут.; 2) водообильные  $50\text{—}500 \text{ м}^3$  в сут.; 3) слабоводообильные  $0,5\text{—}5 \text{ м}^3$  в сут.; 5) практически не отдающие воду  $< 0,5 \text{ м}^3$  в сут.

При систематизации данных о дебите источников следует пользоваться десятичной классификацией, предложенной еще в 1923 г. О. Э. Мейнцером и дополненной автором (табл. 48).

Таблица 48  
**Классификация источников по величине дебита**  
(по О. Э. Мейнцеру и Г. А. Максимович у)

| Название по по<br>дебиту | Дебит в секунду       |                              | Дебит в сутки                                 |                           |
|--------------------------|-----------------------|------------------------------|-----------------------------------------------|---------------------------|
|                          | в литрах              | в разных<br>мерах            | в литрах                                      | в $\text{м}^3$            |
| Гигантские               | $> 10\,000$           | $>10 \text{ м}^3$            | $>864 \text{ млн.}$                           | $> 864\,000$              |
| Исполиновые              | $10\,000\text{—}1000$ | $10\text{—}1 \text{ м}^3$    | $864 \text{ млн.}\text{—}86,4 \text{ млн.}$   | $864\,000\text{—}86\,400$ |
| Очень большие            | $1000\text{—}100$     | $1\text{—}0,1 \text{ м}^3$   | $86,4 \text{ млн.}\text{—}8,64 \text{ млн.}$  | $86\,400\text{—}8640$     |
| Большие                  | $100\text{—}10$       | $100\text{—}10 \text{ л}$    | $8,64 \text{ млн.}\text{—}0,864 \text{ млн.}$ | $8640\text{—}864$         |
| Значительные             | $10\text{—}1$         | $10\text{—}1 \text{ л}$      | $864 \text{ тыс.}\text{—}86,4 \text{ тыс.}$   | $864\text{—}86,4$         |
| Малые                    | $1\text{—}0,1$        | $1\text{—}0,1 \text{ л}$     | $86\,400\text{—}8640$                         | $86,4\text{—}8,64$        |
| Незначительные           | $0,1\text{—}0,01$     | $100\text{—}10 \text{ см}^3$ | $8640\text{—}864$                             | $8,64\text{—}0,864$       |
| Весьма<br>незначительные | $< 0,01$              | $<10 \text{ см}^3$           | $< 864$                                       | $< 0,864$                 |

Может возникнуть вопрос, нужны ли первые четыре класса высокодебитных источников. Покажем на примерах, что такие дебиты совсем не редкое явление.

<sup>1</sup> Ранее опубликовано: Гидрогеология и карстование, вып. 1, Пермь, 1962.

## КРУПНЕЙШИЕ КАРСТОВЫЕ ИСТОЧНИКИ

В Пермской области, в Ксенофонтовско-Ныробском карстовом районе (Г. А. Максимович и К. А. Горбунова, 1958), в долине р. Колвы, на участке Девий-Ветлан, на протяжении более 5 км наблюдается 24 карстовых источника с дебитом 2—200 л/сек. Суммарный дебит их в межень  $2,7 \text{ м}^3$  в сек (Д. В. Рыжиков, 1954).

В Верхневишерском карстовом районе известен Устьулский источник Меленка, вытекающий из известняков ордовика на два метра выше уровня воды в реке, с дебитом 953 л/сек.

В карстовой провинции внешней зоны складчатого Урала (Г. А. Максимович, 1958), в Средневишерском карстовом районе, источник Митраши из известняков верхнего карбона обладает дебитом 411 л, сек, а Талицкая группа из сакмаро-артинских отложений — 870—900 л/сек. В Яйвинско-Кизеловском карстовом районе дебит источников, до того как на них оказал влияние шахтный водоотлив, был: из девонских отложений — 0,5—40 л/сек, из турнейских — 0,25—25 л/сек и визейских — 0,01—0,9 л/сек (М. В. Седенко 1951). Дебит отдельных источников из башкирских и сакмаро-артинских отложений достигает 350 л/сек, а группы их по реке Косье —  $1,5\text{—}2 \text{ м}^3$ /сек.

Много карстовых источников с большим дебитом имеется на западе и на востоке от карстовой области Уфимского вала. На восточном крыле, в Предуральском краевом прогибе, есть группы источников. Только в Кишертско-Суксунском карстовом районе, по данным исследований Пермского университета в 1953—1958 гг. (Г. А. Максимович и К. А. Горбунова, 1958), имеется четыре группы с дебитами (в л сек): Кишертская — 44, Мазуевская — 182, Суксунская — 245, Ключевская — 1442.

В Башкирии источник Красный ключ на р. Уфе, вытекающий из закарстованных артинских отложений, имеет среднегодовой расход  $12\text{—}15 \text{ м}^3$  в сек при сезонных колебаниях зимой 2—6 и весной  $30\text{—}52 \text{ м}^3$  в сек (А. Г. Лыкошин, Д. С. Соколов, 1957).

На р. Б. Инзер, в 2 км от д. Усман-Гали, источник Холодный родник с дебитом до 100 л/сек вытекает из миньярских известняков. В Магнитогорской карстовой области (Г. А. Максимович, 1958) источник Матвеев ключ из нижнекаменноугольных известняков имеет дебит 62 л/сек (С. В. Альбов, 1933).

В Челябинской карстовой области (Г. А. Максимович, 1958) дебит карстовых источников из известняков карбона от 0,1 до 3 л/сек (М. В. Седенко, 1951). В районе оз. Смолино — 0,8 и 2 л/сек, у д. Баландино — 2 л/сек (И. Д. Буданов, 1956) и по р. Сухарыш — 0,5—2,5 л/сек. В Северо-Уральском карстовом районе (Г. А. Максимович, 1958), в районе Богословского угольного месторождения, из девонских известняков вытекают многочисленные источники. В зимнее

время суммарный дебит всех их составляет около 220 л/сек. Дебит отдельных источников достигает иногда 100 л/сек. Карстовые воды питают р. Ланчу, ручей Матюшина, родники Зимнушка, Южный и др. Расход источника Южный был 8—10 л/сек зимой и до 100 л/сек весной и летом (М. В. Седенко, 1951).

В Донбассе находится источник Кипучая Криница с дебитом 170 л/сек (Н. Д. Краснопевцев, 1934).

На Волыни известен ряд карстовых источников из меловых отложений. Один из них, у с. Оконска, имеет дебит до 60 л/сек. Источник Безодня из неогеновых закарстованных известняков — около 14 л/сек.

В Крымской карстовой области источник Аян, в верховье р. Салгир, питающийся карстовыми водами юрских известняков Чатырдага, имеет среднегодовой дебит около 600 л/сек при минимальном 0,2 и максимальном 1,5 м<sup>3</sup> в сек (А. Н. Семихатов, 1954). В районе г. Белогорска источник Карасу-Баши обладает средним дебитом 1,5 м<sup>3</sup> в сек, изменяющимся от 0,15 до 20 м<sup>3</sup> в сек (Г. Н. Каменский, М. М. и Н. И. Толстихины, 1959).

На Кавказе много карстовых источников. На Северном Кавказе источник, вытекающий из оз. Церик-Кель, имеет расход 0,9 м<sup>3</sup> в сек и отличается большим постоянством (Д. В. Рыжиков, 1954). По другим данным, дебит его до 6—8 м<sup>3</sup> в сек (Г. Н. Каменский, М. М. и Н. И. Толстихины, 1959). В районе Сочи известен источник, выходящий в реку. Дебит его 0,3 м<sup>3</sup> в сек (Н. А. Семихатов, 1954).

На Мацесте, около карстовой пещеры, естественная рагрузка лечебной сероводородной воды в галечниковые отложения реки составляет 10 000 м<sup>3</sup> в сут., или 115 л/сек (В. М. Куканов, 1958). Много карстовых источников в Гагринском районе. Репруа дает 8 м<sup>3</sup> в сек (А. Н. Семихатов, 1954). В августе 1948 г. расход его был 2,4 м<sup>3</sup> в сек., другого источника — 2 м<sup>3</sup> в сек., третьего — 11 л/сек. и четвертого — 22 л/сек.

В Средней Азии в хребте Каратау можно отметить Боялдырский источник с дебитом около 80 л/сек, вытекающий из нижнекаменноугольных известняков (Н. М. Колпаков и А. В. Орлова, 1949). В Карагандинском карстовом районе в нижнекаменноугольных известняках имеется источник Суран с дебитом 15 л/сек (М. В. Седенко, 1951). В Карсакпай-Байконурском районе из известняков нижнего карбона вытекает два источника с дебитом 0,01 и 0,02 л/сек (И. К. Зайцев, 1934).

В Сибири источник Булус в районе Якутска, вытекающий из кембрийских известняков, имеет дебит 60 л/сек (Ю. П. Пармузин, 1954). В Алданской карстовой провинции три источника в долине р. Талой обладают суммарным дебитом до 3 м<sup>3</sup> в сек (В. В. Пиотровский, 1961). В районе Кузнецкого бассейна палеозойские известняки характеризуются карстовыми источниками с дебитом от 0,1 до 20—30 л/сек (М. В. Седенко, 1951).

В Чехословакии, в южнословацкой карстовой области (Г. А. Максимович, 1959), сложенной триасовыми известняками, много обильных карстовых источников. Один из них в долине р. Турни, близ Гргова, имеет дебит 250 л/сек (С. Хабера, 1957); Черны поток — 41,7 л/сек (И. Виндиш, 1955). В Малокарпатском карстовом районе можно отметить карстовые источники Витек — 61,1 л/сек; Добра вода — 120 л/сек, Марьяш — 80 л/сек. Периодически действующий источник Стратены («Потерянный») имел 12 мая 1951 г. дебит 20,6 л/сек при температуре 13°,6 (А. Дроппа, 1952).

В Липтовской карстовой области из триасовых известняков, на высоте 787 м над уровнем моря, вытекает источник Вуверание с дебитом 2—2,5 м<sup>3</sup> в сек (А. Дроппа, 1957).

В Австрии источник Кайзербруннен, вытекающий из триасовых известняков и используемый для водоснабжения г. Вены, имеет дебиты: минимальный — 233 и максимальный — 2046 л/сек (Е. Принц, Р. Кампе, 1937).

В Италии, в Эмилианских Альпах, в районе г. Фумайоло, дебит источника, дающего начало р. Тибру, — 4,2 л/сек (высота 1208 м) и источника Сенателло — 42 л/сек (высота 1400 м). Остальные источники дают 3—6 л/сек (Е. Принц, Р. Кампе, 1937). В Апулии дебит источника Капоселле составляет зимой 4,5 м<sup>3</sup> в сек, а летом — 5,5 м<sup>3</sup> в сек (Е. Принц, Р. Кампе, 1937). Источник Хизачия в Апулийских Альпах, вытекающий из триасовых известняков и доломитов, подстилаемых сланцами, имеет дебит 150 л/сек (Е. Принц 1937).

Во Франции известный источник Воклюз обладает дебитом от 4 до 150 м<sup>3</sup> в сек (Е. Принц, 1937). Источник Бурнильон в северных Предальпах (департамент Изер) имеет средний дебит 7 м<sup>3</sup> в сек при минимальном 1,725 и максимальном более 40 м<sup>3</sup> в сек. Тувр (Шаранта) в центральной Франции характеризуется дебитами: средний — 12, минимальный — 1, максимальный — 40 м<sup>3</sup> в сек. У источника Левек эти дебиты 6,49; 4,33 и 14,7 м<sup>3</sup> в сек; у источника Жильярд — 3,2; 2 и 12 м<sup>3</sup> в сек (Ж. Корбель, 1959). Группа из трех источников Иско массива Гер (Нижние Пиренеи) имеет дебит 1 м<sup>3</sup> в сек (Б. Пьере и Х. Роке, 1959).

В ФРГ дебит Аахенского источника в Бадене, вытекающего из Белой юры: средний — 6 м<sup>3</sup> в сек, минимальный 2,5 и максимальный 25 м<sup>3</sup> в сек. У подножия Рауе Альб в Вюртемберге есть целый ряд карстовых источников, наиболее обильный из которых — Блаутopf — с дебитом 20—25 м<sup>3</sup> в сек (Е. Принц, 1937).

На Балканском полуострове много карстовых источников. В Динарской карстовой стране, в районе Триеста, Ауризинские источники изливают в море 20 000 м<sup>3</sup> в сутки, или 231,5 л/сек (Е. Принц, 1937). Дебит источника Тимава — 26,63 м<sup>3</sup> в сек (Г. Гефер, 1925). Здесь встречаются и другие обильные карстовые ключи:

Уна, Саница, Сана, Рыбник, Плива, Рама, Суица, Быстрица, Круппа, Цетина и другие.

В Болгарии имеется много значительных источников. В Родопской карстовой области, у южного подножия вершин Сакарка и Рожена, находятся восходящий карстовый источник Хубча, дебит которого в среднем  $0,3 \text{ м}^3$  в сек (А. Страшмиров, 1953). Источник Глава Панега обладает дебитом  $1,5 \text{ м}^3$  в сек и приводит в движение несколько мельниц. Дебит источника Девнен  $3,67 \text{ м}^3/\text{сек}$  и отличается постоянством. Большие карстовые источники имеются еще близ Козла, Искреца, Вратцы, Чепинской Бани, Турецкого Извора, Мадоры, Белы и Друновского монастыря (Г. Гефер, 1925). П. Пенчев (1956) указывает на наличие карстовых источников с дебитом до  $3 \text{ м}^3$  в сек.

В Турции также известны карстовые источники. В юго-восточных провинциях, между Евфратом и Тигром, в районе закарстованного плато Мардина, из эоценовых известняков вытекает восходящий источник Рас-эль-Аин («Царь источников») с минимальным дебитом  $40 \text{ м}^3$  в сек.

В районе Нигде в Южной Анатолии имеются менее водообильные карстовые источники, вытекающие из метаморфизированных известняков и озерных известняков неогена. Неогеновые известняки дают источники Аджигель, к югу от г. Бор, с дебитом  $200 \text{ л/сек}$ ; Коскпынары с дебитом  $300 \text{ л/сек}$ . Из мраморов южной зоны известен источник Дилсизпынар, к югу от Нигде, с дебитом  $50 \text{ л/сек}$ . Западнее, в районе Коньи, в  $15 \text{ км}$  севернее Хатиба, известны обильные карстовые источники из меловых известняков, приуроченные к контакту их с подстилающими водоупорными серпентинами (Р. Фюрон, 1955). Н. Каратекин (1955) указывает дебит источника Ивриз  $10\text{—}15 \text{ м}^3$  в сек.

В районе г. Денизли на контакте неогеновых и кристаллических известняков имеется карстовый источник Султан-Эмир-Су с дебитом  $1,1 \text{ м}^3$  в сек. В неогеновых известняках наблюдаются также источники с дебитом  $25\text{—}50 \text{ л/сек}$ . В районе р. Эрегли (Караманский) из закарстованных кристаллических известняков вытекает родник с дебитом  $5\text{—}10 \text{ л/сек}$ . Общий расход родников в этом районе в межень —  $6 \text{ м}^3$  в сек. В районе г. Малатии дебит карстового источника, на котором работает городская гидроэлектростанция,  $3,0\text{—}3,5 \text{ м}^3$  в сек. В районе г. Кутахии расход карстового источника Порсук —  $1 \text{ м}^3$  в сек. Около г. Динара, в верховье р. Б. Мендерес, дебит источника  $1,5\text{—}2,0 \text{ м}^3$  в сек (С. В. Троянский, 1936). Н. Каратекин (1955) указывает дебит источника Мендерес  $3\text{—}9 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Для Израила он приводит дебит источника Эйн-Курдани  $0,8\text{—}2,87 \text{ м}^3$  в сек.

В Африке в карстовых районах также много источников. В районе Среднего Атласа дебит их  $1,0\text{—}1,5 \text{ м}^3$  в сек (О. Бернар, 1949). Источник Ум-эр-Рбия —  $6 \text{ м}^3$  в сек и Айн-Себу —  $3,5 \text{ м}^3$  в сек (Гидрогеология

<sup>1</sup> По другим данным —  $3,5 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

Марокко, 1955). В Рифской области дебит источника Бу-Аддель — 240 л/сек, Бени-Улид — 110 л/сек. В районе Оранской Месеты—Себду — 0,8 м<sup>3</sup> в сек (О. Бернар, 1949). В массиве Тендрара на высоте 1400 м дебит источника (в июне 1929 г.) был 0,5 л/сек (Е. Дюбюк, 1929).

В Южной Африке имеется много карстовых источников, вытекающих из доломитов свиты трансваальской системы: Апайс у Претории, Стинкоппис — исток р. Магалис, Клеркскрэл — исток р. Муй, Турфонтейн и Герхардминнеброн около Фредерикстада — истоки р. Марико, источник Куруман на плато Кап. Дебит Герхардминнеброн изменяется от 0,6 до 0,75 м<sup>3</sup> в сек. Крупные источники в доломитовой свите имеют довольно постоянный дебит: 18—60 млн. л/сут., 209—695 л/сек. Из известняков свиты претория, той же системы, вытекают источники в Грот-Влакфонтейне и у Ботетелеца-Резерва. Гора Куруман на плато Кап известна карстовыми источниками с дебитом 18 млн. л/сут., 209 л/сек (А. дю Тойт, 1957).

В Северной Америке, в США, известно 24 источника, берущих начало в известняках и дающих более 2,83 м<sup>3</sup> в сек. Они находятся главным образом в карстовой области Флориды, в Озаркской области — в районе штатов Миссури и Арканзас. Очень много источников, дающих 30 л/сек. Расход подводного источника на восток от Флориды — около 40 м<sup>3</sup> в сек. Одним из крупнейших является источник Силвер-Спринг во Флориде, обладающий дебитом 15,42—23,3 м<sup>3</sup> в сек. Он вытекает из отверстия и образует поток шириной 15 м и глубиной до 3 м. Дебит источника Блю — 9,68—22 м<sup>3</sup> в сек, Вакулла — 9,22—23,97; Итчатукни — 1,24—11,4 м<sup>3</sup> в сек. Всего во Флориде 11 карстовых источников из третичных известняков обладают дебитом более 2,83 м<sup>3</sup> в сек. В штате Техас источник Комал-Спринг обладает дебитом 9,5 м<sup>3</sup> в сек. (О. Мейнцер, 1935).

На этом закончим обзор карстовых источников, обладающих значительным дебитом. Нами названы только некоторые источники, так как рассмотрение всех не входило в нашу задачу. Данные о распределении рассмотренных карстовых источников по классам дебита приведены в табл. 49. В ней указаны только источники первых четырех классов.

## РЕЖИМ КАРСТОВЫХ ИСТОЧНИКОВ

По режиму карстовые источники делятся на постоянно действующие с довольно постоянным дебитом, постоянно действующие с резкими колебаниями дебита и периодические или временные. Последняя группа в карстовых районах довольно многочисленна. Периодичность

**Распределение некоторых карстовых источников и их групп по дебиту**  
(дебит более 10 л/сек)

| Класс | Источники по дебиту | Примеры источников данного класса (название, область, страна)                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        |
|-------|---------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 1     | Гигантские          | Красный ключ (Башкирия), Тимаво (Югославия), Воклюз (Франция), Блаутопф (Вюртемберг, ФРГ), Рас-эль-Аин (Мардина, Турция), Ивриз (Конья, Турция), Подводный и Силвер-Спринг (Флорида, США).                                                                                                                                                                                                                                                                           |
| 2     | Исполиновые         | Девий-Ветлан, Ключевская группа (Пермская область), Карасу-Баши (Крым), Церик-Кель (Северный Кавказ), Репруа, № 2 (Гагра, Кавказ), Выверание (ЧССР), Глава Панега, Девнен (Болгария), Бурнильон, Тувр, Ле.век, Жильярд, Иско (Франция), Ка-поселле (Италия), Аахен (ФРГ), Сул-тан-Эмирсу, Эрегли, Малатия, Порсук, Б. Мендерес (Турция), Ум-эр-Рбиа, Айн-Себу (С. Африка), Комал Спринг (Тексас, США), Блю, Вакулла, Итчатукни и другие 11 источников Флориды (США). |
| 3     | Очень большие       | Меленка, Митраши, Талицкая группа, Грифон, Мазуевская группа, Суксун-ская группа (Пермская область), Кипучая Криница (Донбасс), Аян (Крым), район Сочи, Мацеста; Турна у Гргова, Добра вода (ЧССР), Хубча (Болгария), Кайзербруннен (Австрия), Хизачия (Италия), Ауризинские (Триест), Аджигель, Коскпынара (Турция), Бу-Аддель, Бени-Улид, Себду (С. Африка), Герхардминиеброн, Куруман (10. Африка).                                                               |
| 4     | Большие             | Кишертская группа, из девонских отложений Кизела и др. (Пермская область), Холодный (Башкирия), Матвеев ключ, группа по р. Янгельке (Челябинская обл.), Южный (Богословский, Урал), Оконский, Безодня (Волынь), Гагра 3, 4 (Кавказ), Боялдыр (Каратау), Суран (Караганда), Булус (Якутск), Кузбасс; Черны поток, Витек, Марьяш (ЧССР), Сенателло (Италия), неогеновые Денизли, Дилсизпынар (Турция).                                                                 |

действия карстовых источников связана с приуроченностью их к трем основным гидродинамическим зонам: вертикальной нисходящей, подвешенных водотоков, переходной. Некоторые примеры таких источников были приведены в предыдущей главе. В Эстонской карстовой области, где над зоной горизонтальной циркуляции развита только переходная, периодически действующие карстовые родники — весьма распространенное явление (Г. А. Максимович, Ю. Хейнсалу, 1959).

Очень своеобразны периодически действующие карстовые родники, имеющиеся в некоторых полях. Во время переполнения карстовых каналов они действуют как родники, а при малом количестве карстовых вод — как поноры.

Существует несколько попыток количественно охарактеризовать изменчивость или непостоянство дебита родников. По Э. Мейнцеру (1933), ее следует выражать формулой:

$$Rmz = 100 \frac{a - b}{c},$$

где  $Rmz$  — изменчивость дебита;  $a$  — максимальный;  $b$  — минимальный;  $c$  — средний дебит.

Таблица 50

**Изменчивость дебита источников, питаемых подземными водотоками, по Майе (Е. Принц, 1933)<sup>1</sup>**

| Группа           | Место источника | R     | Ra        | Средняя величина Ra | a      | Rm    | Годы наблюдений |
|------------------|-----------------|-------|-----------|---------------------|--------|-------|-----------------|
| Постоянные       | Ноз (Ванн)      | 2,18  | 1,67—1,13 | 1,40                | —      | 1,64  | 1887—1903       |
|                  | Дюн             | 1,70  | 1,49—1,25 | 1,37                | 0,038  | 1,33  | 1886—1902       |
|                  | Гамман (Алжир)  | 1,59  | 1,17—1,03 | 1,10                | —      | 1,47  | 1881—1900       |
| Среднепеременные | Телемли (Алжир) | 6,17  | 1,78—1,08 | 1,43                | 0,108  | 3,65  | 1881—1900       |
|                  | Церилли (Ванн)  | 4,81  | 3,14—1,48 | 2,31                | 0,1068 | 2,15  | 1881—1902       |
|                  | Теллан (Бордо)  | 2,63  | 1,61—1,15 | 1,38                | —      | 2,08  | 1896—1903       |
| Сильнопеременные | Эн-Зебуджа      |       |           |                     |        |       |                 |
|                  | (Алжир)         | 1,33  | 13,3—3,0  | 8,2                 | 0,264  | 18,18 | 1881—1900       |
|                  | Воклюз          | 22,22 | 14,3—5,1  | 9,7                 | 0,300  | 2,78  | 1878—1885       |
|                  | Безансон        | 16,4  | —         | —                   | —      | —     | —               |

<sup>1</sup> R — соотношение между максимальным и минимальным дебитами за сколько лет;

Ra — то же соотношение для одного года;

a — коэффициент уменьшения дебита за время засухи, когда источник питается только подземными водами;

Rm — соотношение наибольших отклонений цифр максимальных дебитов за несколько лет.



Е. Принц (1933, 1937) приводит для подземных водотоков отношение Майе, которое принимает и Форхгеймер. Исследовав большое число таких водотоков, питающих ключи, Майе делит

их на три группы по соотношению  $R = \frac{a}{b}$ , или максимальным и

минимальным дебитами. По величине  $R$ , названной коэффициентом колебания дебита, он различает три группы источников, питающихся подземными водотоками:

- 1) постоянные 1—2;
- 2) среднеразмеченные 2—10;
- 3) сильнопеременные 10—50.

Изменчивость дебита некоторых источников, питаемых подземными водотоками, приведена в табл. 50.

Швейцарец Шаад (1926), исследовав режим источников в Клеттау, у себя на родине, разделил их по степени изменчивости дебита на пять групп:

| Тип источников            | Отношение к минимуму расхода<br>максимуму |
|---------------------------|-------------------------------------------|
| I — очень постоянные      | 1:1 — 1:2                                 |
| II — постоянные           | 1:2 — 1:5                                 |
| III — довольно постоянные | 1:5 — 1:10                                |
| IV — переменные           | 1:10 — 1:20                               |
| V — очень переменные      | 1:20 — 1 — ~                              |

А. М. Овчинников (1955) несколько изменил эту классификацию (табл. 51).

Таблица 51

Изменчивость дебита карстовых источников  
(по А. М. Овчинникову, 1955)

| Категории | Характеристика источников | Отношение минимального дебита к<br>максимальному |
|-----------|---------------------------|--------------------------------------------------|
| I         | Весьма постоянные         | ~ 1:1                                            |
| II        | Постоянные                | от 1:1 до 1:2                                    |
| III       | Переменные                | от 1:2 до 1:10                                   |
| IV        | Весьма переменные         | от 1:10 до 1:30                                  |
| V         | Исключительно переменные  | от 1:30 до 1:∞                                   |

Удобнее пользоваться коэффициентом колебания дебита  $R_{ma}$  — соотношением максимального дебита к минимальному, так как это будет просто одна цифра.

Приведем данные о режиме дебита некоторых карстовых источников (табл. 52).

## Классификация

(по Г. А. Максимовичу)

| Гидродинамические зоны карста                                      |                                                                      |             |                                                                                                         |                                                                                                |                                 |                                                                                 |
|--------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------|-------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------|
| характер подземного стока                                          | гидродинамические зоны                                               | напор       | водный режим                                                                                            | геоморфологические условия выхода                                                              | характер движения               | водный режим                                                                    |
| Поперечный сток от водоразделов к магистральным речным артериям    | Вертикальной нисходящей циркуляции (аэрации)                         | Отсутствует | Нисходящее вертикальное движение. Периодическое увлажнение                                              | В долинах рек и на склонах гор при вскрытии не вполне вертикальных каналов эрозией и выветрив. | Нисходящий                      | Кратковременное действие после таяния снега и дождей                            |
|                                                                    | Висячих водотоков на местных водоупорах или менее карстующих. пород. | "           | Горизонтальное движение. Циркуляция после дождей и таяния снега. Режим постоянная                       | В речных долинах на склонах на высоте 10—100 м над рекой                                       | "                               | Постоянное действие при значительной области питания, чаще периодическ. действ. |
|                                                                    | Вертикальной и горизонтальной циркуляции (переходная)                | "           | Периодическая смена вертикального движения при низком уровне карст. вод на горизонт. при высоком уровне | В речных долинах, близ уреза воды                                                              | "                               | Периодич. действие или, реже, постоянное с резкими колебаниями дебита           |
|                                                                    | Горизонтальной циркуляции                                            | "           | Постоянное горизонтальное нисходящее движение                                                           | "                                                                                              | "                               | Постоянное действие со значит. колеб. дебита                                    |
|                                                                    | Сифонной циркуляции                                                  | Имеется     | Постоянное движение по обособл. канал. На водоразделе восход., а в зоне дрены — нисх.                   | В низких точках речной долины или моря                                                         | Восходящ.                       | Постоянное действие с незначительным колебанием дебита                          |
| Продольный сток в поаруслов. пустотах под магистральными артериями | Подрусловой циркуляции магистральных рек                             | "           | Постоян. движение от более высоких точек к более низким по слабо наклонным пустот.                      | На дне реки или суходола, иногда моря                                                          | Восходящ. и нисход.             | Обычно постоянное действие                                                      |
| Глубинный сток ниже речных долин и подрусл. пуст.                  | Глубинной циркуляции                                                 | "           | Постоянное весьма медленное движение карстовых вод в направлении базисов разгр.                         | Естественным путем обычно не выходит                                                           | При вскрытии буров. скваж. вос. | Постоянный поток из скважин                                                     |

## карстовых источников

Т а б л и ц а 54

и Л. А. Ивановой, 1955).

## Характеристика карстовых источников

| дебит                                                                               | преобладающие химические фации и формации |                         | температурный режим                                          | состав растворенных газов                 | примечание                           |
|-------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------|-------------------------|--------------------------------------------------------------|-------------------------------------------|--------------------------------------|
|                                                                                     | карст известняков                         | карст гипса             |                                                              |                                           |                                      |
| Различный, обычно небольшой                                                         | $\text{HCO}_3-\text{Ca}$                  | $\text{SO}_4-\text{Ca}$ | Температура колеблется в зависимости от атмосферной          | $\text{O}_2-\text{N}_2, \text{CO}_2$      | Источники очень редки                |
| "                                                                                   | "                                         | "                       | Колебания температуры значительны (0,5-10°—Пермская область) | "                                         |                                      |
| Меняется в широких пределах (5—120 л/сек)                                           | "                                         | "                       | Колебания температуры от 10 до 20° (8—14°—Воклюз)            | "                                         |                                      |
| Меняется в широких пределах (35—2490 л/сек)                                         | "                                         | "                       | Постоянный или с малыми колебаниями (10,2—10,4)              | "                                         |                                      |
| Переменный. Зависит от местн. условий (8—50 л/сек, Кр. ключ; 58—62 л/сек, Матв. кл. | "                                         | "                       | Постоянный, зависит от местных условий                       | "                                         | Часть субмаринных источников         |
| Весьма постоянный, редко переменный. Зависит от местных условий                     | "                                         | "                       | Постоянный, зависит от глубины потока и термических условий  | "                                         | Большая часть субмаринных источников |
| Небольшой ввиду малого поперечного сечения карстовых пустот                         | $\text{SO}_4$ или $\text{Cl}-\text{Na}$   |                         | Постоянный, зависит от геотектонических условий              | $\text{CO}_2-\text{N}_2$<br>$\text{CO}_2$ |                                      |

**Режим дебита карстовых источников**

| Название источника | Страна, провинция, город | Дебит, м <sup>3</sup> /сек |       |        | R     | Rmz  | Литературный источник               |
|--------------------|--------------------------|----------------------------|-------|--------|-------|------|-------------------------------------|
|                    |                          | макс.                      | миним | средн. |       |      |                                     |
| Воклюз             | Франция                  | 152                        | 6     | 17     | 25    | 8,6  | Ж. Корбель (1959)                   |
| Вурнильон          | Изер, Франция            | 40                         | 1,7   | 7      | 23    | 5,5  | «                                   |
| Тувр               | Шаранта                  | 40                         | 1     | 12     | 40    | 3,25 | «                                   |
| Левек              | Франция                  | 14,7                       | 4,33  | 6,5    | 3,3   | 1,6  | «                                   |
| Жильярд            | Франция                  | 12                         | 2     | 3,2    | 6     | 3,12 | «                                   |
| Кайзербруннен      | Вена, Австрия            | 2                          | 0,233 |        | 8,8.  | —    | Е. Принц ((1937)                    |
| Аахен              | Баден, ФРГ               | 25                         | 2,5   | 6      | 10    | 3,75 | «                                   |
| Ваннелль           | Париж, Франция           | 1,13                       | 0,037 | 0,25   | 30, 6 | 4,4  | «                                   |
| Блаутгоф           | ФРГ                      | 14                         | 0,35  | 1,65   | 40    | 8,27 | «                                   |
| Красный ключ       | Башкирия                 | 52                         | 2     | 12,5   | 26    | 4    | А. Г. Лыкошин, Д. С. Соколов (1957) |

В заключение приведем классификацию некоторых карстовых источников по режиму дебита (табл. 53).

Таблица 53

**Классификация карстовых источников по режиму дебита**

(по Г. А. Максимович у, 1960)

| Группы источников        | Rma   | Примеры карстовых источников                                                          |
|--------------------------|-------|---------------------------------------------------------------------------------------|
| Весьма постоянные        | 1     | Тимаво (Югославия), Сергиевские, Кисловодский нарзан                                  |
| Постоянные               | 1—2   | Матвеев ключ, Джан-Булак (Средняя Азия)                                               |
| Переменные               | 2—10  | Левек, Жильярд (Франция), Кайзербруннен (Австрия), Аахен (ФРГ)                        |
| Весьма переменные        | 10—30 | Красный ключ (Башкирия), Воклюз, Бурнильон, Тувр, Ваннелль (Франция), Блаутгоф (ФРГ). |
| Исключительно переменные | > 30  | Аян (Крым)                                                                            |

В табл. 53 в качестве примеров приведены некоторые карстовые источники, для которых велись систематические измерения дебита. При этом последняя группа характеризуется весьма значительными изменениями дебита. Так, в 1904 году максимальный дебит источника Аян превышал минимальный в 600 раз. По данным Г. В. Короткевича (1958), у соленого источника Горький Ерик, на оз. Баскунчак, в 1952 г. дебит от минимального в 9,3 л/сек увеличился до 1893 л/сек, или в 203 раза.

Примером чрезвычайной изменчивости дебита в зависимости от осадков могут служить карстовые пластовые источники Юрских I гор и Известняковых Альп. В Юрских горах родник Сен-Сюльпис, обладающий минимальным дебитом  $1 \text{ м}^3$  в сек, через 18 часов после дождей в области питания имел уже дебит до  $100 \text{ м}^3$  в сек. У родника Флешлох в долине Веги в результате дождей дебит возрос с  $0,08$  до  $4,2 \text{ м}^3$  в сек.

Классификация карстовых источников приведена в табл. 54. Рассмотрение карстовых источников, также как некоторых других вопросов гидрогеологии карста, будет продолжено во втором томе «Основ карстоведения».

## ЛИТЕРАТУРА

## Общая литература

- Анучин Д. Н. Карст. Энциклоп. словарь Брокгауза и Ефрона, 1885, т. 14, стр. 604—606.
- Бадэнь А. Пещеры и подземелья. СПб., 1869, 308 стр.
- Вопросы карста на юге Европейской части СССР. Крымский филиал АН УССР. Ялта, 1956, стр. 1—193.
- Гвоздецкий Н. А. Карст. Географгиз, 1954.
- Гидрогеология и карстование. Вып. 1. Пермь, 1962, 152 стр.
- Зайцев И. К. Вопросы изучения карста СССР, 1940, 90 стр.
- Карстование. Вып. 1. Труды Перм. карст, конф. Изд. Перм. ун-та, 1948, 39 стр.
- Карстование. Вып. 4. Изд. Перм. ун-та, 1948, 47 стр.
- Крубер А. А. О карстовых явлениях в России. Землеведение, кн. IV, 1900, стр. 1—34.
- Крубер А. А. Гидрография карста. Отд. отд. из сборника в честь 70-летия Д. Н. Анучина, 1913, стр. 1—85.
- Крубер А. А. Карстовая область горного Крыма. М., 1915, стр. 1—319, VIII.
- Максимович Г. А. Спелеографический очерк Пермской области. Спелеологический бюллетень № 1, Пермь, 1947, стр. 5—42.
- Максимович Г. А. Химическая география вод суши. Географгиз, 1955. Глава 8 — Карст карбонатных отложений, гипсов и ангидритов, солей, стр. 199—214.
- Максимович Г. А. Озера карстовых пещер, колодцев и шахт. Пещеры, вып. 2. Пермь, 1962, стр. 5—23.
- Максимович Г. А. Основные стадии развития многоэтажных горизонтальных карстовых пещер в известняках и гипсах. Пещеры, вып. 2. Пермь, 1962, стр. 25—33.
- Максимович Г. А. Карст гипсов и ангидритов земного шара. (Геотектоническая приуроченность, распространение и основные особенности). Общие вопросы карстования, т. 1. Изд. АН СССР, М., 1962, стр. 108—113.
- Максимович Г. А. Соляной карст Земли. Общие вопросы карстования, т. 1. Изд. АН СССР, М., 1962, стр. 105—107.
- Максимович Г. А. Распространение и районирование карста СССР. Гидрогеология и карстование, вып. 1. Пермь, 1962, стр. 3—6.
- Максимович Г. А. Закономерности распространения карста карбонатных пород в Восточном полушарии. Общие вопросы карстования. Изд. АН СССР, М., 1962, стр. 114—115.
- Максимович Г. А. Карст Австралии. Гидрогеология и карстование, вып. 1. Пермь, 1962, стр. 152—170.
- Максимович Г. А. Карст Южной Америки. Гидрогеология и карстование, вып. 1. Пермь, 1962, стр. 171—175.

Максимович Г. А. Тектонические закономерности распределения карста на территории СССР. Общие вопросы карстоведения. Изд. АН СССР, М., 1962, стр. 40—54.

Максимович Г. А., Армишев В. М. Палеокарстовые коллекторы нефти и газа. Гидрогеология и карстоведение, вып. 1. Пермь, 1962. Стр. 7—52.

Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области. Пермь, 1958, 184 стр.

Новости карстоведения и спелеологии, № 2. Изд. АН СССР, М., 1961, 115 стр.

Общие вопросы карстоведения. Изд. АН СССР, 1962, 248 стр

Огильви А. А. Геоэлектрические методы изучения карста. Изд. Москов. ун-та, 1956, 164 стр.

Пармузин Ю. П. Вопросы карстоведения Сибири. Изв. ВГО, т. 86, № 1, 1954, стр. 34—49.

Пармузин Ю. П. Ландшафтообразующее значение карста Сибири. Уч. зап. Москов. ун-та, вып. 170, 1954, стр. 7—43.'

Пещеры. Вып. 1. Пермь, 1961, 71 стр.

Пещеры. Вып. 2. Пермь, 1962, 124 стр.

Региональное карстоведение. Изд. МОИП, М., 1958, 80 стр.

Региональное карстоведение. Изд. АН СССР, М., 1961, 244 стр.

Резолюция карстовой конференции, созванной Пермским государственным университетом и его Естественнонаучным институтом 26 января — 1 февраля 1947 г. в гор. Перми. Карстоведение, вып. 1, 1948, стр. 25—37.

Родионов Н. В. Инженерно-геологические исследования в карстовых районах при устройстве малых водоемов, гражданском и промышленном строительстве. Госгеолтехиздат, М., 1958, 184 стр.

Рыжиков Д. В. Природа карста и основные закономерности его развития. Труды Горно-геол. ин-та Уральского филиала АН СССР., вып. 21. Изд. АН СССР, М., 1954, 156 стр.

Соколов Д. С. Основные условия развития карста. Бюлл. МОИП, отдел геол., т. 26, вып. 2, 1951, стр. 25—49'

Соколов Д. С. Основные условия развития карста. Автореферат диссер. докт. геолого-минералог. наук. Москов. геологоразведоч. ин-т, М., 1959.

Спелеологический бюллетень № 1. Изд. Перм. ун-та, 1947, 60 стр.

Спелеология и карстоведение. Изд. МОИП, М., 1959, 200 стр.

Ступишин А. В. Карст Среднего Поволжья. Докторская диссертация. Москва, 1956, 888 стр.

Тезисы докладов Пермской карстовой конференции. Изд. Перм. ун-та, 1947, 134 стр.

Тезисы докладов на научном совещании по изучению карста. Вып. 1 — 19, М 1956.

Шербан М., Фиман И., Коман Д. Пещеры Румынии. Бухарест, 1961.

Якушова А. Ф. Карст палеозойских карбонатных пород на Русской равнине. Уч. зап. Москов. ун-та, вып. 136, 1949, стр. 55—109.

British Caving. An Introduction to Speleology. XVI—468 p. L, 1953.

Corbel J. Les karsts du nord-ouest de l'Europe et de quelques regions de comparaison. 541 p., Lyon, 1957.

Cvijic J. Das Karstphanomen. Versuch einer morphologische Monographie Geogr. Abhandl. V. № 3. Wien, 1893.

Cvijic J. Types morphologiques des terrains calcaires. Le Holokarst. Comptes rendis Acad. Sc. t. IJP, pp. 592—594. Paris, 1925.

Cvijic J. Types Karstiques de transitions. C. R. Acad. Sc., t. 180 pp. 1038—1040. Paris, 1925.

Davis W. M. Origin of limestone caverns. Bull. Geol. Soc. Amer. v. 41, № 3, pp. 475—626, 1930.

- Ehrenberg K. Ober Crenzen urid Gliederung der Spelaologie. *Hohle*, 13, № I, s. 11—19, 1962.
- Geze B. Quelques nouvelles tendances de la speleologie scientifique en France. *Sous plancher*, suppl. № 1, pp. 21—25, 1959.
- Grund A. Die Karstnydrographie. *Studien aus Westbosnien*. Lpz., 1903.
- Grund A. Das Karstphanomen. *Geologische Charakterbilder*, № 3. Berlin, 1910.
- Grund A. Der Geographiscie Zyklus im Karst. 1914.
- Katzer F. Bemerkungen zum Karstphanomen. 1915.
- Katzer F. Karst und Karsthydrographie. *Zur Kunde der Balkanhalbinsel*. Sarajevo, 1909.
- Kettner R. Vscobecna geologic. III Zjevy krasove, s. 206—310. Praha, 1954.
- Kittl E. Karsiterraing und Karstlandschaft, 1893.
- Knebel W. Hohlenkunde mit Beriicksichtigung der Karstphanomene. 222 ss. Braunschweig, 1906.
- Kosack H. P. Die Verbreitung der Karst - und Pseudokarsterscheinungen fiber die Erde. *Peterm. Geogr. Mitt.* 96, № 1, s. 16—21, 1952.
- Kowalski K. *Speleologia*. Kosmos, 4, № 4, s. 313—328, 1958.
- Kraus F. *Hohlenkunde*. Wien, 1894.
- Krebs N. Offene Fragen der Karstkunde. *Geogr. Zeitschrift*, 1910.
- Kunsky J. *Kras a jeskyne*. 169 s. Praha. 1950.
- Kyrle G. Grundriss der Theoretischen Spelaologie. *Spel. Monogr. I*. Wien, 1923.
- Lehmann O. *Hydrographie des Karstes*. *Enzyklopadie der Erdkunde*. Leipzig und Wien, 1932.
- Leminer M. Das Karstphanomen. *Peterm. Geogr. Mitt.*, 1930.
- Martel E. A. Les leves topographiques sommaires dans les exploratios de caverns. 1892.
- Martel E. A. *Les Abimes*. 580 p. Paris, 1804.
- Martel E. A. Applications geologiques de la speleologie. *Ann. des Mines*, 10, № 7. Paris, 1896.
- Martel E. A. La speleologie — Dix ans d'explorations souterraines, les abimes et cavernes d'Europe. Paris, 1898.
- Martel E. A. La speleologie ou science des cavernes. Paris, 1900.
- Martel E. A. La speleologie au 20-e siecle. Paris, 1905.
- Martel E. A. L'evolution souterraine. 388 p. Paris. 1908, 1919.
- Martel E. A. Nouveau Traite des eaux souterraines. Paris, 1921.
- Martel E. A. Les recentes explorations souterraines (1914—1923). *Leurs re-sultats ef consequences scientifiques*. Paris, 1924.
- Martel E. A. Sur la plus grande caverne d'Europe (Eisriesenwelt) et les paleo-circulations d'eaux souterraines en hautes monlagnes. *Comptes rendus Acad. Sc*, t. 178, pp. 1429—1431. Paris, 1924.
- Martel E. A. Sur l'universalite et l'importance du phenomene des abimes ou puits naturels des calcaires. *C R. Acad. Sc*, t. 178, pp. 1738—1740. Paris, 1924.
- Moisisovics E. *Zur Geologie der Karsterscheinungen*. 1880.
- Papp F. Karsztos formak kulonos tekintettel a muszaki novetelmenyekre. *Epitoipari es kozlek. musz. egyet. tud. kozl.* 3, № 5, 31—49, 1957.
- Penck A. Uber das Karstphanomen. *Vortr. Vereins Verbrreitung Naturvviss.*, 44. № 1, Wien, 1904.
- Penck A. Das unterirdische Karstphanomen. 24 ss. Belgrade. 1924.
- Premier Congres International de Speleologie, t, I, 120 pp., t. II, 370 pp. Paris, 1953.
- Reyer E. *Hohlen und Einstiirze*. 1882.
- Riedl H. Gedanken zur methodischen Intensivierung der spelaogenetischen Forsehung. *Peterm. Geogr. Mitt.*, 105, № 4, 264—268, 1961.
- Roglic J. Quelques problemes fondamentaux du karst. *Inform. geogr.*, №L pp. 1-12, 1957.
- Roglic J. Odnos riječne erozije i krskog proces. 36, радова V Конгр. ге-огр. ФАРЈНР Црне Гора, 1958, 263—275. Цетинье, 1959.



- Sawicki L. Beitrage zum geographischen Zyklus im Karste. 1909.  
Szombathy J. Die Hohlen und ihre Erforschung. Wien, 1883.  
Teppner W. Die Karstwasserfrage. 1913.  
Terzaghi K. Beitrag zur Hydrographie und Morphologie des kroatischen Karstes. Bud., 1913.  
Tietze E. Zur Geologie der Karsterscheinungen. Jahrb. Geol. Reichsanstal. Wien, 1880.  
Trombe F. Traite de speleologie. 376 pp. Paris, 1952.  
Waagen L. Grundwasser im Karst. 1911.  
Wiliner R. Auswertung von Karsthohlen. Wien, 1917.  
Willner R. Kleine Hohlenkunde. Wien, 1917.  
Wolff B. Hohlenforschung und Hohlenkunde. 1924.  
Zusammenfassungen der Vortrage beim Dritten Internationalen Kon-gress fur Spelaologie. Hohle, 12, № 2/3, s. 37—120, 1961,

## Литература к предисловию

- Гвоздецкий Н. А. Карст. БСЭ, т. 20, стр. 261.  
Луюжон М. Плотины и геология. ОНТИ, М.—Л., 1936.  
Максимович Г. А. Некоторые минеральные источники Горной Чечни. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 2, вып. 2, 1936, стр. 93—103.  
Максимович Г. А. Актaiско-Талицкое месторождение боксита. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 2, вып. 3, 1936, стр. 263.  
Максимович Г. А. Гидрогеология и карстовые явления района Актaiско-Талицкого месторождения боксита. Разведка недр, 1937, № 9—10, стр. 38.  
Максимович Г. А. К характеристике сейсмических явлений в Пермской области. Изв. ВГО, т. 75, вып. 4, 1943, стр. 8—15.  
Максимович Г. А. Классификация льдов пещер. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., т. 9, № 5—6, 1945, стр. 565—570.  
Максимович Г. А. Гидрохимические фации вод озер (и морей). Доклады АН СССР, т. 47, № 8, 1945, стр. 582-585.  
Максимович Г. А. Гидрохимические фации речных вод Пермской области. Доклады научных конференций Перм. ун-та, № 1, Пермь, 1946, 12 стр.  
Максимович Г. А. Краткая инструкция по изучению пещерного льда и ледяных пещер. Изд. Перм. ун-та, Пермь, 1946, 10 стр.  
Максимович Г. А. Задачи карстовой конференции. Доклады Пермск. карст, конф. Пермь, 1947, 4 стр.  
Максимович Г. А. Типы карстовых явлений. Доклады Перм. карст, конф. Пермь, 1947, 6 стр.  
Максимович Г. А. Кунгурская ледяная пещера. Доклады Перм. карст, конф. Пермь, 1947, 3 стр.  
Максимович Г. А. Спелеографический очерк Пермской области. Спелеологический бюллетень, № 1, Пермь, 1947, стр. 5—42.  
Максимович Г. А. Пермская карстовая конференция. Вестник высшей школы, 1947, № 6, стр. 41—43.  
Максимович Г. А. Пермская карстовая конференция. Изв. ВГО, т. 79, вып. 4, 1947, тр. 483—486.  
Максимович Г. А. Задачи карстовой конференции. Карстоведение, № 1, Пермь, 1948, стр. 5—10.  
Максимавич Г. А. Классификация подземных вод. Тр. Лаборат. гидро-геол. проблем АН СССР, т. III, 1948, стр. 56—68.  
Максимович Г. А. О первом описании ледяных пещер. Изв. ВГО, т. 84, вып. 1, 1952, стр. 103—104.  
Максимович Г. А. География карста в обломочных породах. Географический сборник Географического общества Союза ССР, № 1, 1952, стр. 51—53.

Максимович Г. А. Генетические типы карстовых образований. Доклады АН СССР, т. 90, № 6, 1953, стр. 1119—1121.

Максимович Г. А. Химическая денудация Земли. Доклады АН СССР, т. 93, № 4, 1953, стр. 697—699.

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

Максимович Г. А. Химическая география вод суши. Гл. 8 — Гидрохимические фации карстовых вод. Географгиз, Москва, 1955.

Максимович Г. А. Кальцитовые оолиты, пизолиты и конкреции пещер и рудников. Зап. Всесоюз. минералог, об-ва, ч. 84, № 1, 1955, стр. 74—78.

Максимович Г. А. Кальцитовые пленки озерных ванночек пещер. Зап. Всес. минералог, об-ва, ч. 84, вып. 1, 1955, стр. 78—79.

Максимович Г. А. Озеро Кислое в Кишертском районе Пермской области и его происхождение. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 7, вып. 4, 1956, стр. 69—86.

Максимович Г. А. методы изучения карста. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 10, вып. 2, 1956, стр. 19—36.

Максимович Г. А. Источники пресной воды на дне морей. Природа, 1956, № 4, стр. 89—91.

Максимович Г. А. Закономерности распределения карста на территории СССР. Доклады на совещании по изучению карста в г. Москве, вып. 2, 1956, стр. 3—7.

Максимович Г. А. Гидродинамические зоны и основные типы стока подземных вод карста. Доклады на совещании по изучению карста в г. Москве, вып. 5, 1956, стр. 3—7.

Максимович Г. А. Генетические типы полезных ископаемых в карстовых пустотах. Доклады на совещании по изучению карста в г. Москве, вып. 9, 1956, стр. 1—3.

Максимович Г. А. Закономерности распространения карста карбонатных пород в Восточном полушарии. Доклады на совещании по изучению карста в г. Москве, вып. 18, 1956, стр. 11—12.

Максимович Г. А. Карст гипсов и ангидритов Земли. Доклады на совещании по изучению карста в г. Москве, вып. 18, 1956.

Максимович Г. А. Карст соли Земли. Доклады на совещании по изучению карста в г. Москве, вып. 18, 1956, стр. 14—15.

Максимович Г. А. Карст гипсов и ангидритов в СССР. Отчетная научная сессия Перм. ун-та. Доклады геологического факультета, 1956, стр. 5.

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

Максимович Г. А. Подводные карстовые источники морей. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 11, вып. 2, 1957, стр. 8—85.

Максимович Г. А. Карст мела. Отчетная научная конференция Перм. ун-та. Доклады геологического факультета, 1957, стр. 13—14.

Максимович Г. А. Дующие колодцы, воронки и трещины. Изв. ВГО, т. 89, вып. 1, 1957, стр. 68—70.

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

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

Максимович Г. А. Крупнейшая пещера Европы. Природа, 1957, № 12, стр. 114.

Максимович Г. А. Районирование карста Урала и Приуралья. Доклады Четвертого Всеуральского совещания по физико-географическому и экономико-географическому районированию, Пермь, 1958, 4 стр.

Максимович Г. А. Геоморфологическое районирование Пермской области. Доклады Четвертого Всеуральского совещания по физико-географическому и экономико-географическому районированию, Пермь, 1958, 4 стр.

Максимович Г. А. Районирование карста СССР. Доклады Четвертого Всеуральского совещания по физико-географическому и экономико-географическому районированию, Пермь, 1958, 8 стр. с картой.

Максимович Г. А. Опыт районирования карста Чехословакии. Доклада геологического факультета. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 14, № 1, 1959, стр. 1—6.

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

Максимович Г. А. Подземные карстовые озера. Спелеология и карстоведение, изд. МОИП, М., 1959, стр. 4—52.

Максимович Г. А. Опыт геоморфологического районирования Пермской области. Записки Пермского отдела Географического общества СССР, вып. 1, Пермь, 1960, стр. 5—23.

Максимович Г. А. Основные объекты и задачи охраны недр на Урале. Доклады Пятого Всеуральского совещания по вопросам географии и охраны недр Урала, Пермь, 1960, стр. 1—5.

Максимович Г. А. Спелеологическое районирование Пермской области. Доклады Пятого Всеуральского совещания по вопросам географии и охраны недр Урала. Пермь, 1960, стр. 1—4.

Максимович Г. А. Карст. Изд. «Знание», М., 1960, 47 стр.

Максимович Г. А. Карстовый тип месторождений фосфоритов. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 20, вып. 1, 1960, стр. 133—138.

Максимович Г. А. О работах по изучению карста в Пермском университете. Материалы комиссии по изучению геологии и географии карста. Информационный сборник № 1, изд. АН СССР, М., 1960, стр. 53—54.

Максимович Г. А. Карст Чехословакии и методы его изучения. Материалы комиссии по изучению геологии и географии карста. Информационный сборник № 1, изд. АН СССР, М., 1960, стр. 75—76.

Максимович Г. А. Карстовые районы СССР. Третье совещание по подземным водам и инженерной геологии Сибири и Дальнего Востока, вып. II, Иркутск, 1961, стр. 8—12.

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

Максимович Г. А. Сто крупных карстовых пещер мира. Пещеры, вып. 1, Пермь, 1961, стр. 39—51.

Максимович Г. А. Фосфориты пещер, Пещеры, вып. 1, Пермь, 1961, стр. 53—62.

Максимович Г. А. Международные спелеологические конгрессы. Пещеры, вып. 1, Пермь, 1961, стр. 65—66.

Максимович Г. А. Плотность воронок и пещер карстовых районов Пермской области. География Пермской области, вып. 1, Пермь, 1962, стр. 85—94.

Максимович Г. А. Озера карстовых пещер, колодцев и шахт. Пещеры, вып. 2, Пермь, 1962, стр. 5—23.

Максимович Г. А. Основные стадии развития многоэтажных горизонтальных карстовых пещер в известняках и гипсах. Пещеры, вып. 2, Пермь, 1962, стр. 25—33.

Максимович Г. А. Карст гипсов и ангидритов земного шара (Геотектоническая приуроченность, распространение и основные особенности). Общие вопросы карстоведения, изд. АН СССР, М., 1962, стр. 108—113.

Максимович Г. А. Карточка учета карстовых пещер. Пещеры, вып. 2, Пермь, 1962, стр. 102—104.

Максимович Г. А. Тектонические закономерности распределения карста на территории СССР. Общие вопросы карстоведения, изд. АН СССР, М., 1962, стр. 40—54.

Максимович Г. А. Посещаемость пещер. Пещеры, вып. 2, Пермь, 1962, стр. 105—107.

Максимович Г. А. Закономерности распространения карста карбонатных пород в Восточном полушарии. Общие вопросы карстоведения, изд. АН СССР, М., 1962, стр. 114—115.

- Максимович Г. А. Количество пещер в некоторых странах Западного полушария. Пещеры, вып. 2, Пермь, 1962, стр. 107—108.
- Максимович Г. А. Соляной карст Земли. Общие вопросы карстования, изд. АН СССР, М., 1962, стр. 105—107.
- Максимович Г. А. Николай Ильич Соколов. Некролог. Пещеры, вып. 2, Пермь, 1962, стр. 115—116.
- Максимович Г. А. Карел Абсолон. Некролог. Пещеры, вып. 2, Пермь, 1962, стр. 117—118.
- Максимович Г. А. Новая литература о пещерах и карсте Башкирии. Пещеры, вып. 2, Пермь, 1962, стр. 119—122.
- Максимович Г. А. Распространение и районирование карста СССР. Гидрогеология и карстование, вып. 1, Пермь, 1962, стр. 3—6.
- Максимович Г. А. Классификация родников по дебиту и карстовые источники. Гидрогеология и карстование, вып. 1, Пермь, 1962, стр. 53—61.
- Максимович Г. А. Об определении понятия «карст». Гидрогеология и карстование, вып. 1, Пермь, 1962, стр. 123—130.
- Максимович Г. А. Карст Австралии. Гидрогеология и карстование, вып. 1, Пермь, 1962, стр. 153—171.
- Максимович Г. А. Карст Южной Америки. Гидрогеология и карстование, вып. 1, Пермь, 1962, стр. 172—176.
- Максимович Г. А. Карст Японии. Гидрогеология и карстование, вып. 1, Пермь, 1962, стр. 177—179.
- Максимович Г. А. Карст Балеар. Гидрогеология и карстование, вып. 1, Пермь, 1962, стр. 180—181.
- Максимович Г. А. Гидродинамические зоны карстовых вод и основные типы подземного стока. Специальные вопросы карстования (Труды совещания по изучению карста), изд. АН СССР, М., 1962, стр. 18—31.
- Максимович Г. А. Классификации карста по внешним признакам. Научные труды Перм. политехн. ин-та, № 14, вып. 1, Пермь, 1962, стр. 61—72.
- Максимович Г. А. О химическом составе подземных карстовых озер СССР. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 2 (3), Пермь, 1963, стр. 113—117.
- Максимович Г. А., Абрамов М. С. Химическая денудация в верховье р. Камы. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 11, вып. 2, 1957, стр. 95—97.
- Максимович Г. А., Армишев В. М. Палеокарстовые останцовые коллекторы нефти. Татарская нефть, № 4, Альметьевск, 1962, стр. 36—38.
- Максимович Г. А., Армишев В. М. Палеокарстовые коллекторы нефти и газа. Гидрогеология и карстование, вып. 1, Пермь, 1962, стр. 7—52.
- Максимович Г. А., Балков В. А. Определение интенсивности карстообразования по величине и составу зимнего химического стока. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 2(3), Пермь, 1963, стр. 59—61.
- Максимович Г. А., Голубева Л. В. Что такое карст и в чем он проявляется. Памятка корреспондента карстово-спелеологической станции. Изд. Перм. ун-та, 1946, 4 стр.
- Максимович Г. А., Голубева Л. В. К характеристике гидрохимических фаций карстовых вод. Доклады конференции по химической географии вод, Пермь, 1949, стр. 1—3.
- Максимович Г. А., Голубева Л. В. Район карста. В кн.: Кунгурский заповедник «Предуралье», Пермь, 1950, стр. 7—17.
- Максимович Г. А., Голубева Л. В. Генетические типы карстовых воронок. Доклады АН СССР, т. 87, № 4, 1952, стр. 653—655.
- Максимович Г. А., Голубева Л. В. Генетическая классификация карстовых воронок. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 9, вып. 1, 1955, стр. 27—37.
- Максимович Г. А., Голубева Л. В., Горбунова К. А. Карстовые провалы в с. Усть-Кишерть Пермской области. Природа, 1950, №4, стр. 47—51.
- Максимович Г. А., Горбунова К. А. Работы Пермского университета и его Естественнонаучного института по карсту и спелеологии. Доклады на совещании по изучению карста в г. Москве, вып. 18, 1956, стр. 6—10.

Максимович Г. А., Горбунова К. А.. Карст Пермской области, Пермь, 1958, стр. 1—183.

Максимович Г. А., Горбунова К. А. Некоторые провалы в Кишертско-Суксунском карстовом районе. Записки Пермского отдела Географического общества СССР, вып. 1, 1960, стр. 148—152.

Максимович Г. А., Горбунова К. А. Подземные воды селения Усть-Кишерть и их загрязнение. Доклады 5 Всеуральского совещания по вопросам географии и охраны недр Урала, Пермь, 1960, 8 стр.

Максимович Г. А., Горбунова К. А. Работы Пермского университета и его Естественнонаучного института по карсту и спелеологии. Общие воп. росы карстоведения, изд. АН СССР, 1962, стр. 18—25.

Максимович Г. А., Кобяк Г. Г. Характеристика льда Кунгурской пещеры. Доклады АН СССР, т. 31, № 5, 1941, стр. 478—481.

Максимович Г. А., Кобяк Г. Г. К характеристике вод подземных озер. Доклады АН СССР, т. 31, № 1, 1941, стр. 26—28.

Максимович Г. А., Максимович Н. А. Ледяная пещера. Свердловск, СвердлГИЗ, 1937, 52 стр.

Максимович Г. А., Максимович Н. А. Свидетели прош того (О чем рассказывают камни). Гос. изд. технико-теоретической литературы, Москва, 1955, 32 стр.

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

Максимович Г. А., Чирвинский Н. П., Чувашов Б. И. Девонские карстовые бокситы бассейна реки Чусовой. Научные труды Перм. политехн. ин-та, № 14, вып. 1, Пермь, 1962, стр. 101—113.

Максимович Г. А., Чунарев Г. Т. Природные мосты Урала и их охрана. Доклады 5 Всеуральского совещания по вопросам географии и охраны лркгелы Урала, Пермь, 1960, 6 стр.

Максимович Г. А., Шимановский Л. А. Карстовый провал в с. Брехово Суксунского р-на Пермской области. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 10, вып. 2, 1956, стр. 79—82.

Bazynski J., Kuhn A. Geologiczno-inzynerske znaczenie lejow krasowych na przykladzie obszary Gzenstochowskiego. Przegląd geol. № 7, s. 293—299, 1958.

Maksimovic G. A. Rozsireni a rajonisace krasu SSSR. Casopis pro mineralogii a geologii. IV, № 4, s. 512—514. Praha, 1959.

Maximovich G. A. Development of Horizontal Karst Caves of Plains. Die Hohle, 12, № 2/3. s. 59, 1961.

Maximovic G. A. Underground Karst Lakes. Die Hohle, 12, № 2/3, s. 58—59, 1961.

Maksimovici G. A., Golubeva L. V. Tipurile genetice de palnii carstice. Analele Romano-Sovietice, ser. geol.—geogr., a. 7, ser. 2, № 4, s. 55—57, 1953.

Maksimovitch G. A., Golubeva L. V. Types genetiques d'entonnoirs karstiques. Revue de geomorphologie dynamique, v. 5, Лв 1, pp. 25—27, 1954.

Tesarik K. Prameny sladke vody na morskem dne. Sbornik cesk. spol. zemepisne, 64. № 3, 248, 1959.

#### Литература к введению

Апродов В. А. О некоторых вопросах теории карста. Известия АН СССР, серия географ. и геофиз., т. 12, № 3, 1948, стр. 271—282.

Берг Л. С. Аральское море. Изв. Туркестанского отд. РГО, т. 5, научные результаты Аральской экспедиции, вып. 9, 1908.

- Брашнина И. А. Совещание по геофизическим методам исследования карста. Новости карстоведения и спелеологии, № 2, М., 1961, стр. 98.
- Гвоздецкий Н. А. Карст, псевдокарст и суффозия. Докл. Перм. карст. конф., 1947.
- Гвоздецкий И. А. Карст. Географгиз, М., 1954, стр. 319—348.
- Геологический словарь, т. 2, 1955, стр. 302.
- Герасимов И. П. Охрана природы в национальных парках США. Изв. АН СССР, серия географ., № 4, 1962, стр. 93—102.
- Голубева Л. В. Вторая карстовая конференция. Изв. АН СССР, серия географ. и геофиз., т. 12, № 6, 1948, стр. 571—572.
- Голубева Л. В. Карстово-спелеологическая станция заповедника «Предуралье». Природа, 1949, № 7, стр. 87—88.
- Зайцев И. К. Вопросы изучения карста СССР. Госгеолиздат, М.—Л., 1940.
- Зубашенко М. А. Опыт районирования карста Восточно-Европейской равнины. Диссертация, Воронеж, 1946, 270 стр.
- Ильин А. Н., Прозорова Н. А. Дзержинская карстовая станция и перспективы ее работ. Докл. на научн. совещ. по изучению карста, вып. 18, 1956, стр. 1—5.
- Ильин С. В., Кельманский М. С. Результаты работ Уральской научно-исследовательской карстовой станции. Тр. Уральск. НИИ геологин, развед. И минер. сырья, вып. 1, 1938, стр. 101—114.
- Козьменко А. С. Задачи Ново-Михайловской гидрологической станции в карстовом районе Центрально-Черноземной области. Изв. ГГП, № 47, 1932, стр. 34—40.
- Крубер А. А. Карстовая область Горного Крыма. М., 1915, 198 стр.
- Лилиенберг Д. А. Формы подземно-эрозионного рельефа юго-восточного Кавказа. Тр. ин-та географии АН СССР, т. 65, 1955, стр. 147—172.
- Лукашев К. И. Элементы генетического грунтоведения. Изд. ЛГУ, Л., 1938, стр. 264—275.
- Максимович Г. А. Типы карстовых явлений. Докл. Перм. карст. конф., Пермь, 1947.
- Максимович Г. А. Классификация подземных вод. Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР, т. III, 1948а, стр. 56—68.
- Максимович Г. А. Происхождение отложений 1-й террасы р. Мулянки. Уч. зап. Перм. ун-та, т. IV, вып. 4, 1948 б, стр. 23—53.
- Максимович Г. А. География карста в обломочных породах. Географ. сборник № 1, Географ. общ. СССР, М., 1952, стр. 51—56.
- Максимович Г. А. Генетические типы карстовых образований. Доклады АН СССР, т. 90, № 6, 1953, стр. 1119—1121.
- Максимович Г. А. Химическая география вод суши. Гл. 8 — К характеристике гидрохимических фаций карстовых вод. Географгиз, М., 1955, стр. 194—214.
- Максимович Г. А. Генетические типы полезных ископаемых в карстовых пустотах. Докл. на совещ. по изуч. карста, вып. 9, М., 1956, стр. 1—3.
- Максимович Г. А. Опыт районирования карста Чехословакии. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 14, вып. 1, 1959, стр. 1—6.
- Максимович Г. А. Карст. Изд. «Знание», М., 1960а.
- Максимович Г. А. Основные объекты и задачи охраны недр па Урале. Доклады Пятого Всеуральского географического совещания, Пермь, 1960б, стр. 1—5.
- Максимович Г. А. Основные объекты и задачи охраны земной коры на Урале. Охрана природы на Урале, вып. 2, Пермь, 1961а, стр. 135—143.
- Максимович Г. А. Международные спелеологические конгрессы. Пещеры, вып. 1, Пермь, 1961б.
- Максимович Г. А. Об определении понятия «карст». Гидрогеология и карстование, вып. 1, Пермь, 1962 а, стр. 123—130.
- Максимович Г. А. Карст Австралии. Гидрогеология и карстование, вып. 1, Пермь, 1962 б, стр. 153—171.

- Маруашвили Л. И. Карстовые явления в неогеновом конгломерате центральной Мегрелии (Западная Грузия), геоморфологическая характеристика крип-токараста. Докл. Перм. карст. конф., Пермь, 1947, стр. 1—3.
- Маруашвили Л. И. Карст в обломочных породах Мегрелии (Зап. Грузия). Природа, 1949, № 7, стр. 43—45.
- Маслов Н. Н. Инженерная геология (Основы геотехники). Стройиздат. I Л.— М., 1941, гл. 27, 28, стр. 385—410.
- Маслов Н. Н. Инженерная геология. Госстройиздат, М., 1957, стр. 388.
- Матурели Н. О некоторых особенностях кластокарста. Тр. Сухумского пед. ин-та, вып. 10—11, 1958, стр. 621—629.
- Милановский Е. В. Карстовые явления. БСЭ, т. 31, 1937.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. Изд. АН СССР, м.—Л., 1956, т. II, стр. 124—140.
- Нацкий А. Д. Геологический очерк Малого Балхана по исследованиям в 1914 и 1916 гг. мат. по общ. и прикладн. геол., вып. 4, 1916, стр. 17—24.
- Николаев Н. И. Генетические типы новейших континентальных отложений. Бюлл. МОИП. отд. геол., т. 21, вып. 4, 1946, стр. 32, 58—59.
- Обручев В. А. Рудные месторождения. ОНТИ, Л.—М., 1935, стр. 448—452, Ог Э. Подземные воды. Геология, т. 1, ОНТИ, М.—Л.—Н., 1933.
- Оридан Т. Пещеры Румынии. Природа, 1960, № 2, стр. 86—89.
- Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., 1961, стр. 65—136.
- Попов И. В. Инженерная геология. Госгеолыздат, М., 1951, пр. 151—165.
- Попов И. В. Инженерная геология. Изд. МГУ, 1959, глава XIII — Карст, стр. 197—223.
- Решеткин М. М. О карстовых явлениях в лёссах. Вести, ирриг., № 10, С1929, стр. 92—96.
- Резолюция Пермской карстовой конференции. Карстование, вып. 1, Пермь, 1948, стр. 25—37.
- Рыжиков Д. В. О природе карста. Доклады АН СССР, т. 60, № 5, 1943, стр. 853—855.
- Саваренский Ф. П. Инженерная геология, 1931, стр. 118, 149.
- Саваренский Ф. П. Гидрогеология. ОНТИ, М.—Л., 1935. Глава 20 — Карстовые воды, стр. 178—194.
- Саваренский Ф. П. Инженерная геология, 1937, стр. 39—106.
- Саваренский Ф. П. Инженерная геология. 2 изд., ОНТИ, М.—Л., 1939, стр. 141 — 149.
- Соколов Д. С. Карст и вопросы изучения его в связи с гидротехническим строительством, Гидротехн. строительство, 1947, № 7.
- Соколов Д. С. Основные условия развития карста. Бюлл. МОИП, отд. геолог., т. 26, вып. 2, 1951, стр. 25—49.
- Соколов Д. С. Схемы классификации карстовых форм и субтерральных отложений. Бюлл. МОИП, отд. геолог., т. 30, вып. 1, 1955, стр. 98—100.
- Соколов Н. И. Материалы для программы занятий с начинающими туристами-спелеологами. Новости карстования и спелеологии, № 2, М., 1961, стр. 95—96.
- Ступишин А. В. Карст Среднего Поволжья. Докторская диссертация, 1956, 888 стр.
- Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков, ОНТИ, М.—Л., 1936, тр. 727—729.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. II. ОНТИ, Л., 1934, стр. 286—287.
- Чижишев А. Г. Карстовые пещеры СССР. Спелеология и карстование, зд. МОИП, М., 1959, стр. 7—40.
- Шанцер Е. В. К учению о фациях континентальных осадочных образований. Бюлл. ком. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 13, 1948, стр. 15.
- Щукин И. С. Исследование в центральном Кавказе летом 1927 г. Земледеле, т. 30, вып. 3, М., 1928, стр. 3.
- Щукин И. С. Общая морфология суши. Морфология карста, т. 1, гл. VII, ЭНТИ, М.—Л., 1933, стр. 327—366.

Яковлев С. А. Генетическая классификация, стр. 38—48. Описание четвертичных отложений, стр. 76—77. методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. Часть 1. Госгеолтехиздат, М., 1954.

Cotet P. Carstul si problemele practice. *Natura*, 7, № 6, pp. 37—48, Bucuresti, 1955.

Kosack H. P. Die Verbreitung der Karst-und Pseudokarsterscheinungen uber die Erde. *Peterm. Geogr. Mitt.* 96, № 1. s. 16—21, 1952.

Kowalski K. *Jaskinie Polski*, t. I, 1951; t. II, 1953; t. III, 1954.

Krai W. O nekterych pseudokrasovych zjevech na Jeseniku. *Prirodoved sbor, Ostravskeho kraje*, 18, № 2, s. 271—280, 1957.

Motas C. Die spelaologischen Forschungen in Ruinanien. *Geologie*, bd. 6 № 5, s. 551-553, 1957.

Sieger R. Karstforrnen der Gletscher. *Geogr. Zeitschr.*, 1895.

#### Литература к главе I Основные условия образования карста

Безгин А. М. Трещины обрушений и их способность проводить воду в шахты. *Горный журнал*, 1935, № 8.

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

Великанов М. А. Гидрология суши. Гидрометеозидат, 1948.

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

Гвоздецкий Н. А. Карст. Географгиз, 1954, стр. 132—139.

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

Дзенс-Литовский А. И. Методы комплексного исследования и разведки озерных соляных месторождений (соляных озер). Тр. ВНИИГ, вып. 34, Госхимиздат, Л., 1957.

Еленков Д., Генов Л. К вопросу о координационных числах и гидратации ионов Na, K, O, Br, NO<sub>3</sub> и SO<sub>4</sub> в водных растворах. Доклады Болгарской АН, т. 7, № 1, 1954.

Еременко В. Я. Растворимость карбоната кальция (кальцит) в природных водах при различных парциальных давлениях CO<sub>2</sub> и температуре 26°. *Гидрохимические материалы*, т. 25, 1955.

Зайцев И. К. Вопросы изучения карста СССР. Госгеолиздат, 1940.

Здановский А. Б. Скорости растворения кристаллов NaCl и KCl. Ж-физ. химии, т. 20, вып. 4, 1946.

Здановский А. Б. Кинетика растворения природных солей в условиях вынужденной конвекции. Тр. ВНИИГ, вып. 33, 1956.

Здановский А. Б., Ляховская Е. И., Шлеймович Р. Э. Справочник по растворимости солевых систем, т. 1 и 2. Госхимиздат, 1953 и 1954.

Коломенский Н. В. методические указания по изучению процессов выветривания горных пород для инженерно-геологических целей. Госгеолиздат, 1952.

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

Крейтер В. М. Рудный карст. Явления оседания. Поиски и разведка полезных ископаемых, 1940, стр. 160—164.

Крубер А. А. Гидрография карста. Сборник в честь 70-летия со дня рождения Д. Н. Анучина, 1913, стр. 215—297.

Лаптев Ф. Ф. Агрессивное действие воды на карбонатные породы, гипсы и бетоны. Госгеолиздат, М., 1939.

Левен Я. А. Пещеры верховья р. магиан. *Изв. ВГО*, т. 72, вып. 2, 1940, стр. 268—275.



- Левченко В. М. О растворимости сульфата кальция. Гидрохимические материалы, т. 17, 1950.
- Линдгрэн В. Минеральные месторождения. Вып. II, 1934, стр. 123.
- Лыкошин А. Г. Трещины бортового отпора. Бюлл. МОИП, отд. геолог., т. 28, вып. 4, 1953.
- Люжон М. Плотины и геология. 1936.
- Макеев З. А. Карст и вопросы подземного стока. Тез. докл. Перм. карст. конф., 1947.
- Макеев З. А. О глубинном распределении и передвижении подземных вод.
- Тр. Лаборат. гидрогеол. проблем, т. 3, 1948, стр. 28—33.
- Максимович Г. А. О скорости миграции воды на Земле. Доклады АН СССР, т. 94, № 4, 1954, стр. 803—804.
- Максимович Г. А. Химическая география вод суши, Географгиз, М., 1955, стр. 268—271.
- Максимович Г. А. Гидродинамические зоны и основные типы стока подземных вод карста. Тез. докл. на совещ. по изучению карста в Москве, вып. 5, 1956, стр. 3—7.
- Максимович Г. А. Подрусловые пустоты и вопросы корреляции террас и горизонтальных карстовых пещер. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 11, вып. 2, 1957а, стр. 15—26.
- Максимович Г. А. Основные типы гидродинамических профилей областей карста карбонатных и сульфатных отложений. Доклады АН СССР, т. 112, 1957б, стр. 301—304.
- Максимович Г. А. Корреляция речных террас и горизонтальных карстовых пещер. Тр. комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, т. 13, 1957в, стр. 243—252.
- Максимович Г. А. Гидродинамические зоны карстовых вод и основные типы подземного стока. Специальные вопросы карстования, изд. АН СССР, 1962а, стр. 18—31.
- Максимович Г. А. Тектонические закономерности распределения карста на территории СССР. Общие вопросы карстования, изд. АН СССР, М., 1962 б, стр. 40—54.
- Максимович Г. А., Голубев А. Л. В. Генетические типы карстовых воронок. Доклады АН СССР, т. 87, № 4, 1952, стр. 653—655.
- Максимович Г. А., Голубева Л. В. Генетическая классификация карстовых воронок. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 9, вып. 1, 1955, стр. 27—37.
- Маруашвили Л. И. Новости Абхазского карста. Спелеология и карстование, МОИП, М., 1959, стр. 129—134.
- Михайлов А. Е. Полевые методы изучения трещин в горных породах. Гос. научн.-техн. изд. литерат. по геологии и охране недр; М., 1956.
- Новикова А. С. О трещиноватости пород восточной части Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геолог., № 5, 1951, стр. 68—85.
- Ог Э. Геология, т. 1, 1933.
- Пармузин Ю. П. Вопросы карстования Сибири. Изв. ВГО, т. 86, № 1, 1954, стр. 34—49.
- Пермяков Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. матер. к познанию геол. СССР. Изд. МОИП, нов. сер., вып. 12/16, 1949.
- Пермяков Е. Н. Основы методики использования трещиноватости горных пород для изучения тектоники платформенных областей. Тр. Моск. фил. ВНИИ, вып. II, 1951.
- Плотников Н. И. Трещиноватость и водоносность карбонатных пород. Подземн. воды рудных месторождений, Металлургиздат, М., 1957, стр. 17—36.
- Поваренных А. С. К вопросу о природе растворимости минералов. Зал. Всес. мин. об-ва, 87, № 2, 1958.
- Попова Т. П. О расчете растворимости гипса в природных водах. Разведка недр, 1951, № 6, стр. 39—43.
- Родионов Н. В. Изменение карбонатных пород в процессе карста. Тез. докл. Перм. карст. конф., Пермь, 1947.

- Родионов Н. В. Инженерно-геологические исследования в карстовых районах. Госгеолтехиздат, М., 1958, стр. 64—74.
- Саваренский Ф. П. Гидрогеология. 1935, стр. 126—127.
- Самойлов О. Я. Структура водных растворов электролитов и гидратация ионов. Изд. АН СССР, 1957 а.
- Самойлов О. Я. Современные представления о структуре воды и водных растворов электролитов. В сб.: Растворение и выщелачивание горных пород. Ин-т ВОДГЕО, М., 1957 б.
- Самойлов О. Я. Структуры некоторых жидкостей. Структура воды и водных растворов электролитов. Ж. физ. химии, т. 30, вып. 3, 1957 в.
- Самойлов О. Я., Соколов Д. С. О возможных причинах вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод. Изв. АН СССР, отд. хим. наук, № 3, 1957 а.
- Самойлов О. Я., Соколов Д. С. Связь вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод с особенностями теплового движения молекул воды и ионов в растворах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1957б.
- Самойлов О. Я., Ху Кэ-юань, Носова Т. А. О взаимодействии аниона  $\text{HSO}_4$  с ближайшими молекулами воды в водных растворах. Ж. структурной химии, т. 1, № 2, 1960.
- Семихатов А. Н. Режим карстовых вод. Гидрогеология, Сельхозгиз, М 1954, стр. 241.
- Смирнов А. А. О применении метода естественного электрического поля в районе Кунгурской ледяной пещеры. Вестн. МГУ, № 2, сер. геол. и геогр., 1958, стр. 195—200.
- Соколов Д. С. Условия фильтрации через закарстованные известняки Белоречского водохранилища. Карстоведение, 1948, № 4, стр. 15—22.
- Соколов Д. С. Основные условия развития карста. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 26, вып. 2, 1951, стр. 25-49.
- Соколов Д. С. Основные условия развития карста. Автореферат докторской диссертации. МГРИ, М., 1959.
- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 124, 1951.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.
- Ферсман А. Е. Классификация геохимических процессов гипергенеза. Избр. тр., изд. АН СССР, м, 1955, т. III, стр. 703, 704.
- Х р а м у ш е в А. С. Гидрогеологическая классификация трещиноватости горных пород. Сов. геология, 1941, № 4.
- Штернина Э. Б. О растворимости малорастворимых солей. Изв. сектора физ.-хим. анализа, т. 19, изд. АН СССР, 1949.
- Штернина Э. Б. О максимуме на изотермах растворимости сульфата и карбоната кальция. Ж. неорганич. химии, т. 2, вып. 4, 1957.
- Штернина Э. Б. О растворимости в сложных солевых системах. Бюлл. МОИП, сер. геол., № 5, 1959, стр. 158—159.
- Штернина Э. Б., Фролова Е. В. О растворимости кальцита в присутствии  $\text{CO}_2$  и  $\text{NaCl}$ . Изв. сектора физ.-хим. анализа, т. 21, изд. АН СССР, 1952.
- Штернина Э. Б., Фролова Е. В. Растворимость в системе  $\text{CaCO}_3$ — $\text{CaSO}_4$ — $\text{NaCl}$ — $\text{CO}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$ . Ж. неорганич. химии, т. 2, вып. 7, 1957.
- Якушова А. Ф. Карст и гидротехническое строительство. Карстоведение, № 4, 1948, стр. 3—13.
- Якушева А. Ф. Карст палеозойских карбонатных пород на Русской равнине. Уч. зап. моск. ун-та, т. 3, вып. 136, 1949, стр. 55—109.
- Янатьева О. К. Растворимость, вязкость и удельные веса в четверных водных системах из хлоридов щелочных и щелочноземельных металлов. Ж. общей химии, т. 17, вып. 6, 1947.
- Янатьева О. К. Растворимость доломита в водных растворах солей. Изв. сектора физ.-хим. анализа, изд. АН СССР, т. 20, 1950.

- Янатьева О. К. О растворимости доломита в воде в присутствии углекислоты. Изв. АН СССР, отд. хим. наук, № 6, 1954.
- Янатьева О. К. Растворимость в системе  $\text{CaCO}_3\text{—MgSO}_4\text{—H}_2\text{O}$  при различных температурах и давлениях  $\text{CO}_2$ . Ж. общей химии, т. 25, вып. 2, 1955а.
- Янатьева О. К. Действие на доломит водных растворов гипса в присутствии углекислоты. Докл. АН СССР, т. 101, № 5, 1955 б.
- Янатьева О. К. Изотермы растворимости О и  $55^\circ$  системы  $\text{CaMg} \parallel \text{SO}_4\text{—H}_2\text{O}$ . Изв. сектора физ.-хим. анализа, изд. АН СССР, т. 26, 1955 в.
- Янатьева О. К. О характере растворимости доломита в воде и в растворах сернистого кальция при различных парциальных давлениях  $\text{CO}_2$ . Ж. неорганической химии, т. 1, вып. 7, 1956.
- Янатьева О. К. О политерме растворимости системы  $(\text{CaCO}_3 + \text{MgSO}_4 \rightleftharpoons \text{CaSO}_4 + \text{MgCO}_3) \text{—H}_2\text{O}$ . Докл. АН СССР, т. 112, № 6, 1957 а.
- Янатьева О. К. Исследование растворимости системы  $\text{Ca, Mg} \parallel \text{CO}_3 \text{ SO}_4 \text{—H}_2\text{O}$  при  $25^\circ$  и  $p\text{CO}_2 \approx 0,0012$  атм. Ж. неорганической химии, т. II, вып. 9, 1957 б.
- Янатьева О. К. Изотерма растворимости  $70^\circ$  системы  $\text{SO}_4 \text{—H}_2\text{O}$ . Ж. неорганической химии, т. 5, вып. II, 1960.
- Яцимирский К. Б. Термохимия комплексных соединений. СССР, 1951.
- Joly R. „Loi des cirqules“ et l'erosion souterraine. Rev. geogr. physique geol. dynamique, t. 9, № 2, pp. 225—231. Paris, 1936.
- Maksimovitch G. A., Golotibeva L. V. Types genetiques d'enton-noirs karstiques. Rev. geomorph. dynamique, v. 5, № 1, pp. 25—27, 1954.
- Rhoades R, Sinacori M. N. Pattern of Ground—Water Flow and Solution. Journ. Geol., v. 49, № 8, pp. 785—794, 1941.

#### Литература к главе II Классификации карста

- Архидьяконских Ю. В. Оригинальные формы выщелачивания берегов. Природа, 1955, № 8, стр. 112.
- Архидьяконских Ю. В. Формы выщелачивания гипсовых берегов Камского водохранилища. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 11, вып. 2, Пермь, 1957, стр. 51—53.
- Бернар О. Северная и Западная Африка. М.—Л., 1949, стр. 154.
- Гвоздецкий Н. А. Вопросы географического изучения карста и задачи советского географического карстоведения. Вестник Моск. ун-та, № 2, 1948, стр. 123-134.
- Гвоздецкий Н. А. Карст. Географгиз, М., 1954.
- Горбунова К. А. К вопросу формирования химического состава карстовых вод. Химическая география, вып. 1, Пермь, 1961, стр. 59—63.
- Дзенс-Литовский А. И. Морские каменные котлы на берегу Тарханкутского полуострова в Крыму. Природа, 1936, № 4, стр. 87—90.
- Дзенс-Литовский А. И. Морская абразия, ее типы и формы. Тр. Лаборат. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 12, 1955, стр. 93—105.
- Дуров С. А. К вопросу о происхождении солевого состава карстовых вод. Украинский химический журнал, т. 22, вып. 1, 1956, стр. 106—111.
- Дуров С. А. Материалы к вопросу о генезисе ионно-солевого состава карстовых вод. Труды Новочеркасского политехн. ин-та. т. 38/58, 1959, стр. 5—20.
- Дуров С. А. О применении «правила рычага». В кн.: Геометрический метод в гидрохимии, Ростов, 1959, стр. 162—167.
- Дуров С. А. Правило рычага в применении к генезису ионно-солевого состава карстовых вод. Синтез в гидрохимии, Ростов, 1961, стр. 111—133,

Живаго А. В. О формах растворения и разрушения известняков на побережье Западного Крыма. Изв. ВГО, т. 82, № 6, 1950, стр. 615—618.  
Зайцев И. К. Подразделение карста. Вопросы изучения карста СССР. Госгеолиздат, М.—Л., 1940, стр. 64—67.

Зубашенко М. А. Закрытый, или восточноевропейский, тип карста. Доклады на научной конференции Воронежского пед. ин-та, географ. факультет. Воронеж, 1947, стр. 19—23.

Колодяжная А. А. К вопросу о влиянии сульфидов на процессы карстообразования. Тр. Лаборат. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 16, 1958, стр. 327—335.

Крубер А. А. Карстовая область Горного Крыма. М., 1915, стр. 137—139.  
Кузнецов Г. А. К вопросу о происхождении «воронки»

Санар. Тр. Иркутского ун-та, серия геолог., т. IX, вып. 1—2, 1953, стр. 56—64.

Кузовлев А. Д. К вопросу о происхождении воронки Санар. Изв. АН СССР, серия геолог., № 3, 1953, стр. 131—134.

Левен Я. А. Пещеры верховья реки Магиан. Изв. ВГО, т. 72, вып. 2, 1940, стр. 268—272.

Максимович Г. А. Происхождение аккумулятивного комплекса речных террас. Доклады АН СССР, т. 30, № 6, 1941, стр. 515—518.

Максимович Г. А. Задачи карстовой конференции. Доклады Перм. карст. конф., 1947, 4 стр.

Максимович Г. А. Происхождение отложений террасы р. мулянки. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 4, вып. 4, 1948 а, стр. 23—53.

Максимович Г. А. Задачи карстовой конференции. Карстование, № 1, Пермь, 1948 б, стр. 5—10.

Максимович Г. А. К характеристике гидрохимических фаций карстовых вод. Химическая география вод суши, Географгиз, М., 1955, стр. 199—214.

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

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

Максимович Г. А. Районирование карста Урала и Приуралья. Доклады Четвертого Всеуральского совещания по физико-географическому и экономико-географическому районированию, Пермь, 1958, стр. 1—4.

Максимович Г. А. Карст. Изд. «Знание», М., 1960 а.

Максимович Г. А. Карстовый тип месторождений фосфоритов. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 15, вып. 1, 1960 б, стр. 3—8.

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

Максимович Г. А. Фосфориты пещер. Пещеры, вып. 1, Пермь, 1961 б, стр. 53—62.

Максимович Г. А. Классификация карста по внешним признакам. Научные труды Перм. политехи. ин-та, № 14, вып. 1, Пермь, 1962.

Максимович Г. А., Голубева Л. В. Генетические типы карстовых воронок. Доклады АН СССР, т. 87, № 4, 1952, стр. 653—655.

Максимович Г. А., Голубева Л. В. Генетическая классификация карстовых воронок. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 9, вып. 1, 1955, стр. 27—37.

Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области Пермь, 1958, стр. 1 — 183.

Меншинг Х. Между Рифом и Дра. М., Географгиз, 1957, стр. 90.

Нечаев Ю. А. Трубочатые формы, образованные в гипсе корнями деревьев. Природа, 1956, № 6, стр. 120.

Николаев Н. И. Об эволюционном развитии карстовых форм и значении структурно-тектонического фактора. Советская геология, 1946, № 10.

Одинцов М. М., Труфанова А. П. Древние вулканические кратеры в Тунгусском бассейне. Мат. по геологии и пол. иск. Восточной Сибири, вып. 22, 1948.

Печеркин И. А. Карст по берегам Камского водохранилища. Изв. АН СССР, серия географ., № 3, 1961, стр. 63—68.

Родионов Н. В. Некоторые данные о скорости развития карста карбонатных породах. Тр. Лаб. гидрогеол. проблем им. Ф. П. Саваргмского, т. 6. М.—Л., 1950.

Родионов Н. В. Инженерно-геологические исследования в карстовых районах. Госгеолтехиздат, М., 1958.

Соколов Н. И. Типологическая классификация карста. Материалы карстовой комиссии. Информ. сборник № 1, М., 1960, стр. 140—153.

Ступишин А. В. Вопросы терминологии и классификации в карстоведении Уч. зап. Казан. ун-та, география, т. 113, кн. 2, 1953.

Chabot Q. Recents progres de l'etude des phenomenes karstiques. Ann Geogr., 34, pp. 481—494, 1925.

Corbel J. Les karsts du nord—ouest de l'Europe et de quelques regions de comparaison. Lyon, 1957a.

Corbel J. Karsts alpins de moyenne altitude Interlaken. Beatenberg. Rev. geogr., 32, № 1, pp. 43—56, 1957b.

Corbel J. Karsts hauts—alpins. Rev. geogr., 32, № 2, pp. 135—138, Lyon, 1957b.

Jakucs P. Korrosodas es novenyzet. Foldr. Kozl., 4, № 3, 241—249. Budapest, 1956.

Kettner R. Vseobecna geologie. ill, Zjevy krasove, s.206—310. Ptaha, 1954.

Kunsky J. Kras a jeskyne. Praha, 1950.

Michovska J. Typisace ceskoslovenskeho krasu. Ceskoslovensky kras, 10, № 2, s. 60—68. Praha, 1957.

Sawicki L. Beitrage zntn geographischen Zyklus im Karste, 1909.

#### Литература к главе III Карры, поноры, колодцы, шахты

Барков А. С. О микроформах карста. Уч. зап. географ. факультет Москов. пед. ин-та, 1938, стр. 3—14.

Бернар О. Северная и Западная Африка. Изд. ИЛ, М., 1949.

Геденов А. А. Случай обнаружения свободной углекислоты в карстовых пустотах. Доклады Перм. карст. конф., Пермь, 1947.

Дзенс-Литовский А. И. Карст соляных месторождений СССР. Изв. ВГО, т. 72, № 6, 1940.

Дзенс-Литовский А. И. Методы комплексного исследования и разведки серных соляных месторождений (соляных озер). Тр. ВНИИГ, вып. 34, Геохимиздат, Л., 1957.

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

Каменский Г. Н., Толстихина М. М., Толстихин Н. И. Гидрогеология СССР. Госгеолиздат, М., 1959.

Кореневский С. М. К морфологии и генезису карстопоявлений солянокупольных структур. Тр. ВНИИГ, вып. 32, Госхимиздат, Л., 1956, стр. 368—383.

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

Кузнецов И. Г. Озеро Церик-Кёль и другие формы карста в известняках Скалистого хребта на Сев. Кавказе. Изв. РГО, т. 60, вып. 2, 1928.

Максимович Г. А. Генетические типы карстовых образований. Доклады АН СССР, т. 90, № 6, 1953, стр. 1119—1121

- Максимович Г. А. Карст мела. Отчетная научн. конференция Перм. ун-та. Доклады геолог, факультета, 1957, стр. 13—14.
- Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области. Пермь, 1958, стр. 1 — 183.
- Максимович Г. А., Шимановский Л. А. Карстовый провал в с. Брёхово Суксунского района Пермской области. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 10, вып. 2, 1956, стр. 79—82.
- Рыжиков Д. В. Природа карста и основные закономерности его развития. Тр. Горно-геологич. ин-та Уральск, филиала АН СССР, вып. 21, М., 1951.
- Соколов Д. С. Основные условия развития карста. М., 1959.
- Geze B. La genese des gouffres. Premier Congres International de spele-ologie, t, 11, pp. 11—23. Paris, 1953.
- Jakucs P. Korrosodas es novenyzet. Foldr. Kozl., 4, № 3, 241—249, Budapest, 1956.
- Martel E. A. L'Evolution souterraine. Paris, 1908.
- Trimmel H. Eine neue Liste der tiefsten Hohlen der Erde. Hohle, 10, № 3, s. 41—43, 1959.

Литература к главе IV  
Карстовые воронки, котловины, поля

- Альбов С. В. Объяснение теорией горного давления происхождения провалов и просадок (на материале карста низовьев левобережья р. Оки). Карстование, № 4, 1948, стр. 23—36.
- Апродов В. А. О некоторых вопросах теории карста. Изв. АН СССР, серия географ, и геофиз., т. 12, № 3, 1948, стр. 271—282.
- Баркоз А. С. Карст Самарской луки. Землеведение, т. 34, вып. 1—2, 1932, стр. 1—33.
- Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. 1938; 1955.
- Борисова Е. А. Опыт подсчета возраста карстовых форм по растворимости. Тез. докл. Перм. карст, конфер., 1947.
- Васильев Б. В. О некоторых закономерностях карстопроявлений в бассейне р. Ик (на ю.-в. Тат. АССР). Доклады АИ СССР, т. 65, вып. 4, 1949, стр. 531—534.
- Васильев Б. В. К динамике образования карстовых провалов на территории Татарской республики. Доклады АН СССР, т. 91, № 2, 1953, стр. 367—369.
- Гвоздецкий Н. А. Карст. Географгиз, 1950, стр. 187.
- Гвоздецкий Н. А. Опыт районирования карста Большого Кавказа. Геогр. сборник, вып. 1, М., 1952, стр. 64—80.
- Гевирц М. И. Карст восточного склона Среднего Урала. Нижний Тагил, 1959.
- Голубева Л. В. Геоморфология заповедника «Предуралье». Изв. естественнонауч. ин-та при Перм. ун-те, т. 12, вып. 7, 1948, стр. 282—292.
- Голубева Л. В. Карстово-спелеологическая станция заповедника «Предуралье». Природа, 1949, № 7, стр. 87—88.
- Голубева Л. В. Некоторые наблюдения над карстовыми воронками в заповеднике «Предуралье». Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 16, 1951, стр. 68—72.
- Голубева Л. В. О плотности карстовых воронок в различных геоморфологических условиях. Доклады АН СССР, т. 90, № 1, 1953.
- Голубева Л. В. Карстовые явления в долине р. Ирени в Кунгурском районе Пермской области. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 7, вып. 4, 1956, стр. 87—106.
- Горбунова К. А. Карстовый провал. Природа, 1954, № 12, стр. 114—115.
- Горбунова К. А. Карстово-эрозионные долины Усьвенского района Кплзевского каменноугольного бассейна. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 9, вып. 1, 1955, стр. 85—100.

Горбунова К. А. Карст приустьевой части р. Чусовой. Уч. зап. Перм ун-та, т. 10, вып. 2, 1956.

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

Зайцев И. К. Вопросы изучения карста СССР. Труды Спецгео, вып. 2 1940, 88 стр.

Зубашенко М. А. Закрытый, или восточноевропейский тип карста. Тез. докл. на научн. конф. геогр. ф-та Воронежского пед. ин-та, 1947, стр. 19—23.

Кавеев М. С., Васильев Б. В. Провальные явления на территории г. Казани. Изв. ВГО, т. 90, № 1, 1958, стр. 53—55.

Каштанов Г. С. Карстовые явления в районе Казанского Поволжья. Доклады АН СССР, т. 40, № 2, 1948.

Корина А. С. О карсте Ковровского плато. Землеведение, т. 2 (42), 1948, стр. 237—244.

Короткевич Г. В. О карстово-суффозионных воронках. Научн. бюллетень Ленинград. ун-та, № 22, 1949, стр. 29—31.

Кривошеев В. М. Свежий карстовый провал. Изв. ВГО, 1. 91, 1959, стр. 173.

Кротова Е. А. Определение возраста коррозионных карстовых воронок по растворимости. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 11, вып. 2, 1957, стр. 27—32.

Крубер А. А. Карстовая область горного Крыма. 1915.

Круглов М. В. Геологическая карта района Суксунского завода западного склона Среднего Урала. Тр. Всерос. геологоразв. объединения, вып. 279, 1933.

Кузнецов А. М. О выщелачивании гипса и ангидрита. Изв. естественно-научн. ин-та при Перм. ун-те, т. 12, вып. 4, 1947, стр. 127—134.

Кузнецов И. Г. Озеро Церик-Кёль и другие формы карста в известняках Скалистого хребта на Северном Кавказе. Изв. РГО, т. 60, вып. 2, 1928, стр. 277—288.

Кузнецова Л. С. Некоторые особенности образования полей карстовых воронок в Кизеловском районе. Зап. Перм. отд. Географ. об-ва СССР, вып. 1, Пермь, 1960, стр. 145—148.

Лебедев В. Г. Геоморфологические наблюдения в карстовой области провинции Гуанси (Ю. Китай). Спелеология и карстоведение. Матер, совещ. геогр. Секции МОИП, М., 1959, стр. 177—195.

Макеев З. А. Принципы инженерно-геологического районирования карстовых областей. Карстоведение, № 4, Пермь, 1948, стр. 43—45.

Максимович Г. А. К характеристике сейсмических явлений в Пермской области. Изв. ВГО, т. 75, вып. 4, 1943, стр. 8—15.

Максимович Г. А. Типы карстовых явлений. Тез. докл. Перм. карстовой конф., 1947.

Максимович Г. А. Задачи карстовой конференции. Карстоведение № 1, Пермь, 1948, стр. 5—10.

Максимович Г. А. Озеро кислое в Кишертском районе Пермской области и его происхождение. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 7, вып. 4, 1956, стр. 69—86.

Максимович Г. А. Опыт районирования карста Чехословакии. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 14, вып. 1, 1959, стр. 3—8.

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

Максимович Г. А. Плотность воронок и пещер карстовых районов Пермской области. География Пермской области, вып. 1, Пермь, 1962а, стр. 85—95.

Максимович Г. А. Карст Австралии. Гидрогеология и карстоведение, вып. 1, 1962 б, стр. 153—171.

Максимович Г. А., Голубева Л. В. Генетические типы карстовых воронок. Доклады АН СССР, т. 87, № 4, 1952, стр. 635—655.

Максимович Г. А., Голубева Л. В. Генетическая классификация карстовых воронок. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 9, вып. 1, 1955, стр. 23—37.

27. Основы карстоведения

- Максимович Г. А., Голубева Л. В., Горбунова К. А. Карстовые провалы в с. Усть-Кишерть Пермской области. Природа, 1950, №4, стр. 47—51.
- Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области. Пермь, 1958.
- Максимович Г. А., Горбунова К. А. Некоторые провалы в Кишертско-Суксунском карстовом районе. Зап. Пермского отд. Геогр. об-ва СССР, вып. 1, Пермь, 1960, стр. 148—152.
- Максимович Г. А., Хейнсалу Ю. И. Новый тип гидродинамического профиля в Эстонской карстовой области. Изв. АН Эст. ССР, серия технич. и физ.-мат. наук, т. 8, № 3, 1959, стр. 207—208.
- Максимович Г. А., Шимановский Л. А. Карстовый провал в с. Брехово Суксунского района Пермской области. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 10, вып. 2, 1956, стр. 79—82.
- Мартонн Э. Геоморфология, т. 2. Основы физической географии, гл. VI—Известняковый рельеф. Учпедгиз, М., 1954, стр. 156—186.
- Матвеев С. Н. Турция. Изв. АН СССР, 1946, стр. 13—29.
- Оводов К. С. О взаимосвязи карстовых и оползневых явлений при формировании рельефа. Тезисы докл. Перм. карст, конф., 1947.
- Павлов А. П. О рельефе равнин и его изменениях под влиянием работы подземных и поверхностных вод. Землеведение, т. 5, 1899. сто. 91—147.
- Резникова Л. Г. Верхньоюрські вапняки Карабы-Яйли, та характер їх закарстовання. Геол. журн., т. 19, № 2, 1959, стр. 42—53.
- Рожков И. С. О мезозойских россыпях Енисейского кряжа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1945, стр. 37—45.
- Саваренский Ф. П. Карстовые воды. Гидрогеология, 1935, гл. 20, стр. 178—194.
- Сементовский В. Н. Голубое озеро. Природа Татарии, Казань, 1947, стр. 210—213.
- Соколов Д. С. Влияние крутизны поверхности на распределение карстовых воронок. Природа, 1948, № 1, стр. 56.
- Соколова В. И. Карст долины р. Пьяны. Уч. зап. Москов. гор. пед. ин-та, т. 39, 1955, стр. 71—121.
- Ступишин А. В. Карст в пределах Куйбышевского водохранилища. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 5, 1954, стр. 49—56.
- Тебеньков В. П. Новые данные о карстовых явлениях в Кизеловском районе. Материалы карстовой конференции, ОНТИ, М.—Л., 1935, стр. 38.
- Хабера С. Карстовые явления в Чехословакии. Изв. ВГО, т. 89. № 1, 1957, стр. 345—351.
- Хейнсалу Ю. И. Классификация карстовых форм Эстонской ССР. Изв. АН Эст. ССР, сер. технич. и физ.-мат. наук, т. 8, № 1, 1959, стр. 54—56.
- Шокальская З. М. Почвенно-географический очерк Африки. Изд. АН СССР, М.—Л., 1948.
- Щукин И. С. Общая морфология суши. Морфология карста, т. 1, гл. 7, ОНТИ, М.—Л., 1933, стр. 327—366.
- Эйнор О. Л. Материалы по гидрогеологии и карстовым явлениям в южной части Кизеловского района. М.—Л., 1936.
- Якушева А. Ф. Карст палеозойских карбонатных пород на Русской равнине. Уч. зап. МГУ, вып. 136, 1949, стр. 69.
- Abich H. Über einen in der nahe von Toulou stattgefundenen Erdfall. Melanges phys. chim. Acad. Sc, t. 11, s. 252—279, St. Peterb., 1854.
- Danes J. V. Karststudien in Australien. Vestnik Kralovske ceske spol. nauk, tz. mat.—prir., s. 1—75, 1916.
- Gherman I. Contributii la cunoasterea regiunii carstice de la NE de Pui. Revista muz. geol.—min. universit. din Cluj., v. 5, № 1, p. 120—133, 1933—1934.
- Jillson W. R. American Karst country. Pan-American Geologist, v. 42, p. 33-44, 1924.



- Kosack H. P. Die Verbreitung der Karst- und Pseudokarsterschleimingen über die Erde. *Geogr. Mitt.*, 96, №1, s. 16—21, 1952.
- Macsimovici G. A., Golubeva L. V. Tipurile genetice de palmii karstice. *An. Rom. Sov. ser. geol. - geogr.*, v. 7 № 4, 1953.
- Maksimovitch G. A., Golubeva L. V. Types genetiques d'enton-noirs karstiques. *Rev. geomorphol. dynam.*, v. 5, № 1, 1954.
- Mennessier G. La zone Karstique de Blaque—Meyanne entre Bargemon et Broves (Var). *An. Speleolog.*, t. 14, № 1—2, 1959.
- Renault P. Le Karst du Kouilou. *Rev. Geogr. Lyon.* 34, № 4, 1959.
- Stelcl O. Zmeny v pocu a velikosti zavrtu v severni casti Moravrkého krasu za poslednich padesat let, *Casopis Moravsk. Musea*, 45, s. 79—98. Erno, 1960.

Литература к главе V  
Карстовые останцы

- Бирин Л. М. Геологическое строение севера Волго-Уральской области. *Тр. ВНИГНИ, Гостоптехиздат, Л.*, 1959.
- Биро П. Португалия. Изд. ИЛ, М., 1952, стр. 126—131.
- Гевирц М. И. Карст восточного склона Среднего Урала. Н. Тагил, 1959.
- Грацианский А. Н. Природа Югославии. Географии, М., 1955.
- Дубянский А. А. Ископаемый карст среди меловых отложений Бюлл. МОИП, серия геолог., т. 15, № 4, 1937, стр. 301—303.
- Еременко Н. А. Классификация месторождений и залежей нефти и газа. *Геология нефти и газа*, 1961, № 3, стр. 12—20.
- Зубашенко М. А. Некоторые особенности развития рельефа в мелу. Изв. Воронеж, отдела Географ. общества СССР, вып. 2, 1959, стр. 28.
- Зубашенко М. А. Карст Северного Вьетнама. Изв. Воронеж отд. Гео. граф. общества СССР, вып. 3, 1961, стр. 159—166.
- Кинзиков А. Р. Особенности залегания и коллекторских свойств карбонатных пород девона и турнейского яруса. Проблемы нефтеносности карбонатных отложений Урало-Волжской нефтеносной провинции, Бугульма, 1961, стр. 4—11.
- Кинзиков А. Р., Абдуллин Н. Г., Горячева В. К. Стратиграфии карбонатной толщи девона юго-восточной Татарии. *Татарская нефть 1960* № 9 стр. 32-35.
- Лебедев В. Г. Геоморфологические наблюдения в карстовой области провинции Гуанси (Южный Китай). *Спелеология и карстование*, м 1959 стр. 177—194.
- Леончева Н. В. Карст Чатыр-Дага. Вопросы карста на юге Европейской части СССР, изд. АН УССР, 1956, стр. 107—114.
- Лыкошин А. Г. Некоторые гидродинамические закономерности развития карста в платформенных областях. *Землеведение*, т. 5 (45), м., 1960, стр. 173—189.
- Максимович Г. А. Опыт районирования карста Чехословакии. *Уч. зап. Перм. ун-та*, т. 14, вып. 1, 1959, стр. 1—6.
- Максимович Г. А. Карст Австралии. *Гидрогеология и карстование* вып. 1, Пермь, 1962 а, стр. 152—170.
- Максимович Г. А. Карст Южной Америки. *Гидрогеология и карстование*, вып. 1, Пермь, 1962 б, стр. 171 — 175.
- Максимович Г. А., Армишев В. М. Палеокарстовые останцовые коллекторы нефти. *Татарская нефть*, 1962 а, № 4, стр. 36—38.
- Максимович Г. А., Армишев В. М. Палеокарстовые коллекторы нефти и газа. *Гидрогеология и карстование*, вып. 1, Пермь, 1962 б, стр. 7—52.
- Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карстовые останцы. Карст Пермской области, Пермь, 1958, стр. 29—30.

- Мирошников Л. Д. Карст арктической части Сибирской платформы. Советская геология, 1962, № 7, стр. 145—148.
- Ованесов Г. П. О типах залежей нефти Башкирии. Геология нефти и газа, 1960, № 11, стр. 21—28.
- Родић Д. Гипсни рельеф Српско-субајске котлине. Гласник Српског. геогр. друшт., т. 37, № 1, 1957, стр. 17—29.
- Розанов Л. Н. История формирования тектонических структур Башкирии. УФНИИ, Гостоптехиздат, М., 1957.
- Успенская Н. Ю. Нефтеносность палеозоя Североамериканской платформы. Гостоптехиздат, М.—И., 1950.
- Klaer W. Karstkegel, Karst-Inselberg und Poljeboden am Beispiel. Peterm. Geogr. Mitt., 101 № 2, s. 108—111, 1957.
- Klimaszewski M. Nowe poglądy na rozwój rzeźby krasowej. Przegl. Geogr., t. 30, № 3, s. 421-438, 1958.
- Lehman n H. Karstentwicklung in den Tropen. Unschau, 53, № 18, s. 559—562, 1953.
- Lehmann H. Der tropische Kegelkarst auf den Grossen Antillen. Erdkunde, 8, № 9, s. 130—139, 1951.
- Luknis M. Prispevek ku geomorfologiji poverchoveho krasu Zlratenskej liornatiny. Sbornik prac Slovenskej iniv. v Bratislave, t. 12, s 30—31, 1945.
- Rasmiissen G. Kleinkegelkarst in Nordschweden. Wiss. Z. E. M. Arndt-Univ., 7, № 1—2, s. 65-56, Greifswald, 1957—1958.
- Roglic J. Korrosive Ebenen im Dinarischen Karsf. Erdkunde, 8, № 2, s. 113—114, 1954
- Szabo P. Z. Karstic Landscape Forms in Hungary in the Light of Climate History. Etudes Sc. Geogr. Hongroises, p. 39—55, Budapest, 1960.
- Tricart J. O Karst das vizinhas septentrionais de Belo Horizonte (Minas Gerais). Rev. brasil. geocr., 18, № 4, 451—470, 1956.
- Verstappen H. Th. Some observations on karst development in the Malay archipelago. J. Trop Geogr., 14, July, p. 1 — 10, 1960.
- Wisstmann H. Der Karst der humiden heissen und sommerheissen Gebiete Ostasiens. Erdkunde, 8, № 2, s. 122—130, 1954.

#### Литература к главе VI Пещеры

- Альтберг В. Я. Наблюдения в Кунгурской ледяной пещере в 1928 г., ч. I. Изв. Гос. гидрол. ин-та, № 26—27, 1930, стр. 69—78.
- Альтберг В. Я. Наблюдения в Кунгурской ледяной пещере в 1929-30 гг., ч. II. Изв. Гос. гидрол. ин-та, № 32, 1931, стр. 77—92.
- Альтберг В. Я. О некоторых результатах ориентировочного обследования шумов в пещерах Алагеза, произведенного в 1932 г. Алагез, потухший вулкан Армянского нагорья, т. 2, вып. 1, Тр. СОПС АН СССР, серия Закавказская, вып. 5, 1932, стр. 179—185.
- Апродов В. А. Особенности карстообразования в Пермской области. Географический сборник, № 1, 1952, стр. 86.
- Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. 1938, стр. 93.
- Вахрушев Г. В. Распространение и условия образования карстовых пещер в Башкирии. Состояние и задачи охраны природы в Башкирии, Уфа, 1960, стр. 147—158.
- Витасек Ф. О структуре, ритмическом росте и возрасте Деменовских пещер в Словакии. Изв. Академии наук СССР, сер. геологич., № 1, 1951,

- Гатальский М. А. Карст силурийских, ордовикских карбонатных пород Прибалтики. В сборн.: Геология и геохимия, 1 (7), Гостоптехиздат, 1957, стр. 213—217.
- Гвоздецкин Н. А. Карст. М., 1950.
- Гвоздецкий И. А. Опыт районирования карста Большого Кавказа, Географический сборник, № 1, 1952.
- Гевирц М. И. Карст восточного склона Среднего Урала. Н. Тагил, 1959.
- Громов В. И. Палеонтолого-стратиграфическое изучение террас в низовьях р. Чусовой (Урал). Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 11, 1948.
- Каштанов С. Г. Карстовые явления в районе Моркинской возвышенности. Географический сборник, № 1, 1952.
- Кригер Н. И. Карстовые явления Чехословакии. Изв. ВГО, т. 85, вып. 2, 1953.
- Крубер А. А. Карстовая область горного Крыма. М., 1915.
- Крубер А. А. Общее землеведение. Ч. II, гл. 14, Учпедгиз, М., 1937, стр. 138—150.
- Кудряшов И. К. Карстовые пещеры Башкирии — ценные памятники неживой природы. Состояние и задачи охраны природы в Башкирии, Уфа, 1960, стр. 159—163.
- Листов Ю. Пещеры-ледники. Материалы для геологии России, т. 12, 1885, стр. 105—280.
- Личков Б. Л. Основные черты классификации подземных вод. Исследование подземных вод СССР, вып. 2. Изв. Гос. гидрол. ин-та, 1933.
- Ломоносов М. В. Слово о рождении металлов от трясения земли (6. 9. 1757). В кн. «О слоях земных», Госгеолиздат, М.-Л., 1949, стр. 171.
- Ломоносов М. В. О вольном движении воздуха, в рудниках примеченном (1763). Полное собрание сочинений, т. 5, М.-Л., 1934, стр. 521—529.
- Лукин В. С. Карстовая тектоника Кунгурского района Пермском области. Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала, Уфа, 1960, стр. 215—220.
- Лыкошин А. Г. Трещина бортового отпора. Бюлл. МОИП, отд. геолог., т. 28, вып. 4, 1953, стр. 53—69.
- Лыкошин А. Г., Соколов Д. С. Развитие карста в юго-западной части Уфимского плато. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 29, № 1, 1954.
- Максимович Г. А. Происхождение аккумулятивного комплекса речных террас. Доклады АН СССР, т. 30, № 6, 1941, стр. 515—518.
- Максимович Г. А. Спелеографический очерк Пермской области, Спелеологический бюллетень, № 1, Пермь, 1947а, стр. 5—42.
- Максимович Г. А. Кунгурская ледяная пещера. Доклады Пермской карстовой конференции, 1947 б.
- Максимович Г. А. Происхождение отложений первой террасы реки Мулянки. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 4, вып. 4, 1948, стр. 23—53.
- Максимович Г. А. Генетические типы карстовых образований. Доклады АН СССР, т. 90, № 6, 1953, стр. 1119—1121.
- Максимович Г. А. Кальцитовые пленки озерных ванночек пещер. Зап. Всес. минерал. об-ва, ч. 84, № 1, 1955, стр. 78—79.
- Максимович Г. А. Методы изучения карста. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 10, вып. 2, 1956, стр. 153—159.
- Максимович Г. А. Основные типы гидродинамических профилей областей карста карбонатных и сульфатных отложений. Доклады АН СССР, т. 112, № 3, 1957а, стр. 501—504.
- Максимович Г. А. Подрусловые пустоты и вопросы корреляции террас и горизонтальных карстовых пещер. Уч. зап. Перм. ун-та, стр. 15—26.

- Максимович Г. А. Корреляция речных террас и горизонтальных карстовых пещер. Тр. ком. по изуч. четвертичного периода АН СССР, т. 13, 1957в, стр. 243—252.
- Максимович Г. А. Дующие колодцы, воронки и трещины. Изв. Всесоюз. Географич. об-ва, т. 89, вып. 1, 1957г, стр. 68—70.
- Максимович Г. А. Районирование карста СССР. Доклады Четвертого Всеуральского географического совещания, Пермь, 1958а, 8 стр.
- Максимович Г. А. Районирование карста Урала и Приуралья, Доклады Четвертого Всеуральского географического совещания, Пермь, 1958б, 4 стр.
- Максимович Г. А. Опыт районирования карста Чехословакии, Доклады геологического факультета. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 14, вып. 1, 1953а, стр. 1—6.
- Максимович Г. А. Подземные карстовые озера. Спелеология и карстование, изд. МОИП, М., 1959б, стр. 41—52.
- Максимович Г. А. Спелеологическое районирование Пермской области. Доклады 5-го Всеуральского совещания по вопросам географии и охраны природы, Пермь, 1960а, стр. 1—4.
- Максимович Г. А. Карст. М., изд. «Знание», 1960б, стр. 16—18.
- Максимович Г. А. Плотность воронок и пещер карстовых районов Пермской области. География Пермской области, вып. 1, Пермь, 1962а, стр. 85—94.
- Максимович Г. А. Озера карстовых пещер, колодцев и Шахт. Пещеры, вып. 2, Пермь, 1962б, стр. 5—23.
- Максимович Г. А. Основные стадии развития многоэтажных горизонтальных карстовых пещер в известняках и гипсах. Пещеры, вып. 2, Пермь, 1962в, стр. 25—33.
- Максимович Г. А. Карст гипсов и ангидритов земного шара (геотектоническая приуроченность, распространение и основные особенности). Общие вопросы карстования, изд. АН СССР, М., 1962г, стр. 108—113.
- Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области, Пермь, 1958, стр. 30—40.
- Максимович Г. А., Хейнсалу Ю. И. Новый тип гидродинамического профиля в Эстонской карстовой области. Известия АН ЭССР, сер. технич. и физико-мат. наук, т. 8, № 3, Таллин, 1959, стр. 207—208.
- Мауер Г. О карстовых явлениях Кунгурского округа. Сборн. Кунгурско-Красноуфимский край, № 3, 1929, стр. 16—18.
- Муратов М. В., Николаев Н. И. Террасы Горного Крыма. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 17, вып. 2—3, 1939.
- Николаев Н. И. Материалы к геологии палеолита Крыма и связанные с ним некоторые вопросы четвертичной геологии. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 18, вып. 2, 1940.
- Николаев Н. И. Данные по исследованию венгерских пещер. Землеведение, нов. сер., т. 111, (43), 1950.
- Ог Э. Геология, т. 1, М., 1933, стр. 310.
- Павлов И. П. Карст верховьев р. Уфы. Землеведение, т. 2, 1948.
- Розен М. Ф. Массовое скопление летучих мышей в одной из пещер Алтая. Природа, 1953, № 9.
- Рыжиков Д. В. Источники обводнения Петропавловской бокситоносной полосы и меры борьбы с ними. Геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 2, Свердловск, 1947, стр. 125—142.
- Седов В. П. Инженерно-геологические условия и карстовые явления района Черемховского промышленного комбината. Тр. Моск. геолого-разведоч. ин-та, т. 6, 1937, стр. 108—117.
- Скиргелло О. Б. Определение коэффициента закарстованности по данным наблюдений за режимом подземных вод. Разв. недр, 1949, № 5 стр. 43—46.
- Смирнов Л. Н. Гидрогеология Североуральского бокситового бассейна. Горный журнал, 1946, № 2.

- Соколов Н. И. Бархатовский карст. Вопросы географии, № 40, 1957, стр. 191—201.
- Ступишин А. В. Материалы по истории отечественного карстоведения (феодалный период 1689—1861 гг.). Уч. зап. Казанского университета, т. 115, кн. 2, география, 1955, стр. 82.
- Тихомиров Н. К. Значение карста в гидрогеологии. Водные богатства недр на службу соц. строительству, сб. 7, ОНТИ, 1934, стр. 101—120.
- Толстихина М. М. Некоторые данные о новейшей геологической истории Уфимского плато. Изв. Союзгеоразведки, вып. 86, 1931.
- Толстихина М. М. Подземные воды и карстовые явления в центральной части Уфимского плато. Изв. Всес. геол.-развед. объединения, 1, вып. 92, 1932.
- Фальк И. П. Записки путешествия, в 2-х частях. Полное собрание ученых путешествий по России, т. VI, ч. 1, 1824.
- Федоров Е. С. Заметки о Кунгурских пещерах. В кн.: Материалы для геологии России, т. 11, 1883, стр. 217—243.
- Хименес А. Н. География Кубы. Изд. ИЛ, М., 1960.
- Эйноор О. Л. Материалы по гидрогеологии и карстовым явлениям в южной части Кизеловского района, 1936, стр. 156.
- Bock H., Lahner G., Caunersdorfer C. Hohlen im Dachslein. Garz 1913.
- Bretz J. H. Vadose and phreatic features of limestone caverns. J. Geology, vol. 50, 1942.
- Calembert L. Phenomenes de corrosion sous-fluviale dans la vallee de l'Ambleve. Ann. Soc. Geol. Belg., t. 73. Liege, 1950.
- Crammer H. Eishohlen und Windrohrenstudien. Abh. Geogr. Geselsch. Wien. 1, H. 1. 1899.
- Cvijic J. Bildung und Dislozierung der Dinarischen Gebirges. Peterm, Mitt. Bd. 55, H. VI. VII. VIII. 1909.
- Davis W. M. Origin of limestone caverns. Geol. Sos. America, Bull. 41, 1930.
- Kessler H. Hydrographie des Aggteleker Hohlsystems. Bull. Intern. Soc. Hongr. Geogr., vol. 66, № 6—10. Budapest, 1938.
- Kettner R. Zjevy Krasove. Vseobecna geologic, t. 3. Praha, 1954.
- Kunsky J. Kras a jeskyne. Praha, 1950.
- Liegeois P. G. L'origine des grottes. Bull. Feder. Speleol. Belg. Natur, № 5, 1954.
- Liegeois P. G. Considerations speleologiques a propos de phenomenes de dissolution dans une grotte a Landelies. Ann. Soc. Geol. Belgique, 78, № 5—7, 1955.
- Llarena J. G. El lenar inverso en la formacion de las cavernas. Speleon. t. 4, № 1, Oviedo, 1953.
- Martel E. A. La Cote d'Azur Russe (Riviera de Caucass). Paris, 1904.
- Martel E. A. L'Evolution souterraine, Paris, 1908.
- Martel E. A. Sur la grande cavern d'Europe (Eisriesenwell) et les paleo-circulations d'eaux suterraines en hautes montagnes. C R. Paris, 1924.
- Maximovich G. A. Development of Horizontal Karst Caves in Plains. Hohle, 12, № 2—3, Wien. 1961.
- Posepny F. Uber Hohlen und Hohlraumbildung. Verhandl. Reichenstalt. 1871.
- Trombe F. Traite de speleologie. Paris, 1952.
- Wojcik Z. Zwolinski S. Mlode przesuniecie tektoniczne w jaskiniach tatrzańskich. Ada Geol. Polonica, vol. IX, Warszawa, 1959.

Литература к главам VII, VIII  
Отложения и полезные ископаемые пещер

Абдужабаров м. Некоторые пещеры района Кара-Тепе (Самаркандская область). Пещеры, вып. 1, Пермь, 1961, стр. 35—37.

Бадер О. Н. Пещера со скоплением костей пещерных медведей на С. Урале. Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР № 22 1959.

Бэтман А. М. Пещерные нитраты. Промышленные минеральные месторождения. Изд. ИЛ, М., 1949, стр. 219.

Верещагин Н. Кю «Следы» древней жизни на С. Урале. Природа, 1957, № 4, стр. 103—104.

ВитасекФ. О структуре, ритмическом росте и возрасте сталагмитов Деменовских пещер в Словакии. Изв. АН СССР, сер. геологич., № 1, 1951, стр. 144—147.

Григорович М. Б., Едовин И. Н. Чалыкское месторождение исландского шпата в Черкесии. Разведка недр, 1936, № 22, стр. 1—2.

Григорьев Д. П. О генезисе натечных, или метаколлоидных, колломорфных агрегатов минералов. Зап. Всес. геогр. об-ва, ч. 82, вып. 1, 1953, стр. 7—21.

Громов И. М. Об особенностях накопления костных остатков в пещерных местонахождениях. Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, Кя 20, 1955, стр. 88—92.

Ермаков С. П. Пашийская пещера «Большие воронки». Землеведение, т. IV, 1957, стр. 67—80.

Королева А. П. Месторождение оптического гипса южного Узбекистана. Сов. геология, 1940, № 9, стр. 117—120.

Кригер Н. И. Пещерные капельники. Природа, 1955, № 3 стр. 93—96.

Кроль А. М. Месторождение исландского шпата в Донбассе. Разведка недр, 1936, № 12, стр. 10—13; Минеральное сырье, № 6, 1936, стр. 58—60.

Крубер А. А. Карстовая область Горного Крыма, 1915.

Кузнецов А. М. О выщелачивании гипса и ангидрита. Известия Естественнонаучного института при Пермском университете, т. 12, вып 4 1947 стр. 127—134.

Лебедев Н. М., Степанов В. И. Никельсодержащий кальцит из Подольска. Труды минералог. музея АН СССР, вып. 7, 1955, стр. 158—161,

Левен Я. А. Пещеры верховья реки Магиан. Изв. Всес. географ об-ва т. 72, в. 2, 1940, стр. 268—272.

Максимович Г. А. Пещерные льды. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 79, вып. 5, 1947, стр. 537—549.

Максимович Г. А. Кальцитовые оолиты, пизолиты и конкреции пещер и рудников. Зап. Всес. минерал. об-ва, ч. 84, № 1, 1955 а, стр. 74—78.

Максимович Г. А. Кальцитовые пленки озерных ванночек пещер. Зап. Всес. минералогич. об-ва, ч. 84, вып. 1, 1955 б.

Максимович Г. А. Районирование карста Урала и Приуралья. Доклады IV Всеур. совещ. по физико-географ. и экономико-географ. районированию, Пермь, 1958, стр. 1—4.

Максимович Г. А. Опыт районирования карста Чехословакии. Доклады геологического ф-та. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 14, вып. 1, 1959, стр. 1-е.

Максимович Г. А. Карст. Изд. «Знание», М., 1960, 48 стр.

Максимович Г. А. Карстовый тип месторождений фосфоритов. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 15, вып. 1, 1960.

Максимович Г. А. Фосфориты пещер. Пещеры, вып. 1, Пермь, 1961 (сводка с основной библиографией).

Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области. Пермь, 1958, стр. 1—183.

Максимович Г. А., Кобяк Г. Г. К характеристике вод подземных озер. Доклады АН СССР, т. 31, № 1, 1941 а, стр. 26.

Максимович Г. А., Кобяк Г. Г. Характеристика льда Кунгурской пе-озер. Доклады АН СССР, т. 31, № 1. 1941 а, стр. 26.

Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 1. 1955, стр. 126.

Нацкий А. Д. Серные источники Закаспийской области. КЕПС, т. IV. Полезные ископаемые, вып. 40; Минеральные воды. 1918, стр. 80—85.

- Оборин А. Н. К минералогии пещер. Доклады Пермской карстово-спелеологической конференции, 1947, 2 стр.
- Олейников Н. С. Фауна Бахарденской пещеры и ее исследование. Бюллетень Туркменской зоологич. станции, № 1, 1936.
- Орлова Е. В. Фосфоритоносные бассейны зарубежных стран. минер. ресурсы зарубежных стран, вып. 19, 1951.
- Петров М. П. Бахарденская пещера. Природа, 1956, № 4, стр. 64—63.
- Пилипенко П. П. Новое месторождение исландского шпата в южном Азербайджане. Труды МГРИ, т. 20, 1940, стр. 96—103.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, т. 2, М., 1940, стр. 39—56.
- Райков Н. Пещера Духлата. Болгария, № 1, 1960, стр. 28—19.
- Рожкова Е. В., Соловьев Н. В. К вопросу образования оолитов и сферолитовых структур. Бюллет. МОИП, сер. геол., т. 15, вып. 4, 1937, стр. 348—363.
- Розен М. Ф. Массовые скопления летучих мышей в одной из пещер Алтая. Природа, 1953, № 9.
- Севергин В. М. Начальные основания естественной истории, содержащие царства животных, произрастаний и ископаемых. СПб, АН, 1798, стр. 37.
- Соколов Д. С. Схемы классификации карстовых форм и субтерральных отложений (автореферат доклада). Бюллет. МОИП, отд. геол., № 1, 1955. геол. № 1, 1955.
- Соколов Д. С. Основные условия развития карста. Автореферат докторской диссертации. МГРИ, М., 1959.
- Ступишин А. В. Материалы по истории отечественного карстоведения (Феодалный период 1689—1861 гг.). Уч. зап. Казанского университета, т. 115, кн. 2, география, 1955, стр. 82.
- Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков, 1936, стр. 671.
- Ферсман А. Е. К минералогии пещер. Природа, 1926, № 1 — 2, стр. 97—99.
- Ферсман А. Е. Геохимия пещер. Природа, 1952, № 2, стр. 22—27.
- Хименес А. Н. География Кубы. Изд. ИЛ, М., 1960.
- Черняева К. П. Пещеры северо-западного Алтая. Уч. зап. Томского пед. ин-та, т. 19, вып. 1, 1961, стр. 168.
- Чирвинский Н. П. К петрографической характеристике известняковых сталактитов из некоторых пещер центральной части Кизеловского каменноугольного бассейна. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 10, вып. 2, 1956, стр. 71—77.
- Чирвинский П. Н. Типы спелеологического минералообразования. Доклады Пермской карстово-спелеологической конференции, 1947, 3 стр.
- Чирвинский П. Н. Типы спелеологического минералообразования и их минеральный состав. Минералогич. сборник Львовского геол. об-ва, № 4, 1950 стр. 83—86.
- Чураков А. Н. К вопросу о структуре и росте трубчатых сталактитов. Тр. СПб, общ. ест., т. 35, 1911, стр. 175—209.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. 1955, стр. 210—216.
- Шербан М., Фиман И., Коман Д. Пещеры Румынии. Бухарест, 1961.
- Шерстюков Н. М. Петрографические исследования карстовых образований. Тр. Всес. пром. академии цветной металлургии, вып. 3, 1940, стр. 8—9.
- Шестов И. Н. Верхнеберезовская карстовая пещера с арагонитом. Пещеры, вып. 2, Пермь, 1962.
- Ярмак Г. А. Первая находка пещерных азотно-фосфатных удобрительных туков в Казахстане. Сб. науч. тр. Казахского горно-металлургического ин-та, № 18, Алма-Ата, 1959.
- Ястребов Е. В. Дивья пещера. Пермь, 1958.
- Abeele van den J. P. La Speleologie en Belgique, Bruxelles, 1957.
- Baker G., Frostick A. C. Pisoliths and Ooliths from some Australian Caves and Mines. J. Sedim. Petrol., v. 17, № 2, 1947.
- Baker G., Frostick A. C. Pisoliths, Ooliths and Calcareous Growths in Limestone Caves at Port Campbell, Victoria, Australia. J. Sedim. Petrol., v. 21, № 2, 1951.

- Balsan L. Recherches speleologiques aux environs de Millau. Spelunca. № 3, 1932.
- Balsan L. An sujet des perles de cavernes. Bull. Com. Nat. Speleol № 2-3, 1951.
- Balsan L. Materiaux pour servir a l'etude des perles de cavernes de la region des Grands Gausses. Premier Congres International de Speleologie, t. II, 1955.
- Barczyk W. Pizolity jaskiniowe w jednej z grot w Wojcieszowie. Acta Geol. Polonica, vol. VI, № 3, Warszawa, 1956.
- Bartsch A. Vermessung und Erforschung einer Hohle bei Scala—Minuto (Amalfi, Italien). Hohle, 9, № 3, 1958.
- Behrend F., Berg G. Chemische Geologie, 1927.
- Bures E., Vodehnal J. Netopyri guano v Jasovských jcskynich. Spisy. prir. fac. ces. Kralovy univer., № 152, 1937.
- Burkhardt R. Uziti sedimentarne petrografickych metod v krasovem vyz-kumu. C Kras, II, Praha, 1958.
- Cayeux L. Les roches sedimentaires de France. Roches carbonatees, Paris, 1935.
- Coleman J. C. Irish Cave Pearls. Proc. Univ. Bristol Spel. Soc, v. VI, 1948.
- Danes J. V. Karststudien in Australien. Vestn. Krai. ces. spol. nauk. 1916.
- Davis W. M. Origin of Limestone Caverns. Bull. Geol. Soc. America, 41, 1930.
- Dawkins W. R. Cave Hunting. London, 1874.
- Dodds D. A. Exploration of Wester by S. African Spelaelological Association. Bull. S. Afric. Spelaol. Assoc, y. 3, 1960.
- Donovan D. The Stalactits of Great Britain Cave. Proc. Univ. Bristol Spel Soc, v. V, pt. 2, 1943.
- Dosedla J. Zajimave puklinove jeskyne v Maluch Karpatech, Sb. cs. Spol. Zemep., t. 54, Praha, 1949.
- Droppa A. Kras na juhovýchodne] strane Malych Karpat. Kras a jaskyne Malych Karfat. Sp. Slov., Bratislava, 1952.
- Droppa A. Vyvin Demanovskych jaskyn. Osveta. N. P. Martin, 1954.
- Droppa A. Demanovske jaskyne. Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1957a.
- Droppa A. Oclitinska aragonitova jaskyne. Geogr. casop., 9. № 3, 1957b.
- Ferreira Soares A., Freitas Tavares A., Nabais Conde L. Algumas grtitas da provincia da Beira—Litoral. Mem. e notic. Museu -e lab. rai-narale geol. Univ. Coimbra e centro estud. geol., № 44, 1957.
- Fisher L. W. Growth of stalactites. Amer. Min., v. 19, № 9, 1934.
- Franke H. W. Beitrage zur Morphologie des Hohlensinters. Hohle, № 2, 1956, № 3, 1959.
- Gallocher P. Contribution a l'etude speleo-hydrologique du Massif la Sainte-Baume. Ann. Spel, t. 16. № 3, 1961.
- Gradzinski R., Ungug R. Uwagi o powstawani nacieku grzybkowego W jaskiniach. Roczn. Polskiego towarz. geol., 30, № 3, 1960.
- Hajduch J. Demanovske Jaskyne. Osveta, N. P. Martin, 1954.
- Helmer B. Biggest cave in Texas. NSS News, 16, № 7, 1958.
- Honaghan P. H., Lylle M. L. The origin of calcareous oolites. J. Sedim. Petrol., v. 26, № 2, 1956.
- Horusitzky H. A. barlangok phosportartalmu anygairol. Barlangkutatas, 1915.
- Hruska B. K chemismu netopyriho guana. Casopis Min. Geol. 3, № 1, 1958.
- Iustin G. Contributii la cunoasterea regiunii carstice de la NE de Pui. Revista Muz. Geol.—min. univers. Cluj. v. V, № 1, 1934.
- Kaspar J. Genese guanovych mineralu z jeskyne Domice. Vestnik St. geol. ustavu, № 10, Praha, 1934.
- Kaspar J. O cliemickem slozeni brushitu z Jihokarpatskeho krasu. Vestnik. St. geol. ustavu. № 16, Praha, 1940.
- Kemeny A. Podzemne krasove formy planiny Koniar. Slovensky kras III, 1961.
- Kemp A. H. Artificial oolites from spray from ammoniacooling tower of Kce plant, Seymour, Texas. J. Sedim. Petrol., v. 4, № 3, 1934.
- Kettner R. O netopyrim guano a guanovych korosich v jeskyni Domici. Sbornik St. geol. ustavu, № 15, Praha, 1948.



- Kowalski K. Jaskinie Polskie. t. I, II, III, Warszawa, 1951—1954.
- Krai A. Demanovske jeskvine. Liptovsky Mikulas, 1923.
- Kunsky J. Jeskynni perly. Sbornik Cs. spol. zemepr., 54. Praha, 1949.
- Kunsky J. Kras a jeskyne. Praha. 1950.
- Kunsky J. Reise in die Unterwelt. Praha, 1954.
- Kuscer D., Savnik R., Gantar I. Ravenska jama. Porocila., cl. 4, № 2, 1959.
- Lemozi L. La grotte-trimpe du Pecli-Merle. Paris, 1929.
- Liegeois P. G. A prcprs des ptrles de cavernes et concrections non encore decrites. Bull. Soc. Geol. Belgique. t. 80, № 3—5 1956—1957.
- Maheu J. Cavernes des Catalognes et des iles Baleares. Bull. Soc. Spel., t. 8, № 67. 1912.
- Malott C A. Lost River at Wesley Chapel Gulf, Orange county, Indiana. Proc. Indiana Ac. Sci., v. 41, 1932.
- Martel E. A. Les abimes. Paris, 1894.
- Mauvisseau J., Renault Ph. La riviere souterraine d'Orchaise, Lior-et-Cher. Ann. Spel., t. 14, № 1—2, 1959.
- Meunier S. Catalogue sommaire de la collection de geologie experimental. Paris, 1907.
- NemecF., Panos V. Stalagmitove formy jeskyni vapencoveho badla Spranku v Severomoravskem krasu. Acta Univ. palack. olomuc. № 4, 1960.
- Neumann W. Beitrag zur Kenntnis der Pliosphatlagerstätten Nordvietnams. Geologie, bd. 7, № 3-6, Berlin, 1958.
- Ocade11 S. Note di speleologia economica. Rass. spel. italiana, a. 14, № 1, 1962.
- Perna G. Pisoliti della grotta di Fiumelalle. Rass. spel. italiana. a. 11, №2, 1959.
- Petrochilos J. Quelques formes concrectionnelles rares observees dans les grottes de la Grece. Premier congres International de Speleologie, t. II, 1955.
- Pittard J. J.; Amoudruz G. Perles des cavernes. Soc. Suisse de Spel. Geneve, 1942.
- Primics Gy. A barlangi medve nyomai hazankban. Foldt. kozl., Budapest, 1890.
- Prinz W. Les cristallisations des grottes de Belgique. Nouv. mem. Soc Beige de Geol., Bruxelles, 1908.
- Roth Zd. Nektire formy sintrove vyzdoby v jeskyni Domici a jejich vznik. Sbornik St. geol. ustavu, № 15, Praha, 1948.
- Saint-Ours J. Les phenomenes karstique a Madagascar. Ann. Spel., t. 14, № 3—4, 1959.
- Schiadler I. Mineralogisch-petrographische charakteristik der Pliosphatabia gerung in der Cioclovinahonle bei Pui. Public. Muz. jud Hunedoara, a. V, De-va, 1929.
- Schauhohlen in Osterreich, Wien. 1958.
- Schreter Z. A Csoklovinai barlang. Barlangkutatas. Budapest, 1917.
- Skalski A. O perle jaskiniowej w jaskini Olsztynskiej. Speleologia, t. 1, № 1, Warszawa., 1959.
- Skrivanek F. Jeskyne v Gombaseckem kamenoiomy v Jihoslovenskem krasu. Casop. Narodn. mus. N 125, Praha, 1956.
- Skrivanek F. Vyskyt aragonitu v ceskoslovenskych jeskynich. Ochrana prirody, 13. № 7, Praha, 1958.
- Skrivanek F. Das Vorkommen von Aragonit in Hohlen der Tschecho-slowakei. Hohle № 2-3, Wien, 1961.
- Spurr A. M. M. The Songwe guano caves, Mbeya district. Rec. Geol. Survey Tanganyika. 1, 1954.
- Staicu L., Bratu V., Sirbu Gh. Sercetari asupra guano-fosfatilor din pesterile aflate in regiunea Timisoara in vederea folosirii lor ca ingrasaminte fos-fatice. An. lucr. stiint. Inst. agron. Timisoara, Bucuresti, 1957.
- Sztrokay K. I. Mineralogische Beobachtungen aus der Aggteleker Tropfsteinhohle (Ungarn). Hohle, 10, № 3, Wien, 1959.

- Troinbe F. Traite de speleologie. Paris, 1952.
- Twenhofel W. H. Oolites of arlifical origin, J. Geol., v. 36, № 6. 1928.
- Viehmänn I. Príspeky k vývoji jeskynnich perel. C. kras, 12, Praha, 1960.
- Warwick G. T. Cave formation and deposits. British Caving, London, 1953.
- White W. Cave mineral studies (1955-1960). NSS News, 19, № 8, 1961.
- Wojcik Z. Dziwy jaskini Sttidnisco. Wszezswiat, № 9, 1954
- Wojcik Z. Kukielki jaskiniowe. Przegl. geol., № 2, Warszawa, 1961.
- Wood Ju-kang. Human fossil found in Liukiang, Kwangsi, China. Vertebr. palasiatica, 3, № 3, 1959.

## Литература к главе IX

## Пещерные льды

- Болгария. Географические очерки. Изд. ИЛ, М., 1953.
- Васильев Б. В. О некоторых закономерностях карстопоявлений в бассейне реки Ик (на юго-востоке Татарской АССР). Доклады АН СССР, т. 65, № 4, 1949, стр. 531—534.
- Воскресенский П. Пещеры-ледники в Гиссарском хребте. Землеведение, т. 1, кн. 2, 1894, стр. 19.
- Воскресенский П. Пещеры-ледники в Гиссарском хребте. Дневн. IX съезда русских естествоиспытателей и врачей, № 10, 1894, стр. 23.
- Гвоздецкий Н. А. Ледяные образования Балаганской пещеры в Приангарье. Природа, 1950, № 9, стр. 52—54.
- Гвоздецкий Н. А. Карст. 1954, стр. 203—217.
- Геннин де В. Описание Уральских и Сибирских заводов. Гос. изд., «История заводов», М., 1937, стр. 571—572.
- Головков М. П. Исследование льда Кунгурской пещеры. Уч. зап. ЛГУ, №21, 1939, стр. 11—30.
- Горбунова К. А. Карстово-эрозионные долины Усвинского района Кизеловского каменноугольного бассейна. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 9, вып. 1, 1955, стр. 85—100.
- Горбунова К. А. История изучения карстовых пещер Пермской области. Пещеры, вып. 1, Пермь, 1961, стр. 11—31.
- Горбунова К. А. История изучения карста и пещер Пермской области (1917—1955). Пещеры, вып. 2, Пермь, 1962, стр. 79—101.
- Едемский М. Б. Гипсы северного края. Институт прикладной минералогии, 1931, стр. 9, 12—13.
- Иванов А. Н. Исследование карстовых явлений в России в первой половине XVIII века. Уч. зап. Ярославского пед. ин-та, вып. 20, ч. 2, 1958, стр. 167—195.
- Кригер Н. И. Карстовые явления в Чехословакии. Изв. Всесоюз. географ. об-ва, т. 85, вып. 2, 1953, стр. 220—224.
- Ломоносов М. Слово о рождении металлов от трясения земли. О слоях земных. Госгеолиздат, 1949, стр. 171.
- Максимович Г. А. Классификация льдов пещер. Изв. АН СССР, серия географ. и геофизич., т. 9, № 5—6, 1945, стр. 565—570.
- Максимович Г. А. Краткая инструкция по изучению пещерного льда и ледяных пещер. Пермь, 1946, 10 стр.
- Максимович Г. А. Пещерные льды. Изв. Всес. географ. об-ва, т. 79, № 5, 1947, стр. 537—549 (основная работа, приведен обширный список литературы).

- Максимович Г. А. О первом описании ледяных пещер. Изв. Всесоюз. географич. об-ва, т. 84, вып. 1, 1952, стр. 103—104.
- Максимович Г. А. Химическая география вод суши. 1955, стр. 186—188.
- Максимович Г. А. Пещерные льды. В кн.: Карст Пермской области, 1958, стр. 58—65.
- Максимович Г. А. Опыт районирования карста Чехословакии. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 14, вып. 1, 1959.
- Максимович Г. А., Кобяк Г. Г. Характеристика льда Кунгурской пещеры. Доклады АН СССР, т. 31, Лп° 5, 1941, стр. 478—481.
- Маруашвили Л. И. Пещеры южной Грузии. Природа, 1959. № 3, стр. 55—58.
- Пармузин Ю. П. Вопросы карстоведения Сибири. Изв. Всесоюз. географич. об-ва, т. 86, № 1, 1954, стр. 34—94.
- Рычков Н. П. Журнал, или дневные записки, путешествия капитана Рычкова по различным провинциям Российского государства, 1769 и 1770 году. СПб., 1770.
- Ступишин А. В. Пещерные льды Среднего Поволжья и природа их образования. Спелеология и карстоведение, изд. МОИП, 1959, стр. 53—62.
- Толстихина М. М. Подземные воды и карстовые явления в центральной части Уфимского плато. Изв. Всесоюз. геол. разв. объедин., VI, вып. 92, 1932.
- Шуйский П. А. Пещерные льды. Основы геокриологии, часть 1. М., 1959, стр. 321.
- Bohm J., Kunsky J. Silicka Lednice. Shorn, ces spol. zemepisne, 44 Praha, 1938.
- Casteret N. Un giarier souterrain dans les Pyrenees. Bull. Pyreneen v. 32 Janv.—Mars, pp. 213—216, Paris, 1927.
- Casteret N. Dix ans sous terre. Paris Perrin, p. 162—184, 1951.
- Cossigny J. F. C Observations de M. Cossigny sur la Glassiere de Be-sanson, 1745.
- Droppa A. Dobsinska ladova jaskyna. Georr. casop., r. 9, № 2, s. 99—118, Bratislava, 1957.
- Droppa A. Dobsinska ladova jaskyna. 116 s., Bratislava, 1960.
- Gmelin I. G. Reise dnrrch Sibirien. Teil I, Gottingen, 1751.
- Kunsky J. Nektere formy ledovyc'n krapniku. Rarpravy C akad., 49, № 22, s. 1-8, Praha, 1939.
- Roth Z. Nekolik geomt rfologických poznamek o Ceskoslovenskem krasu a o Silicke Lednici. Rozpr. II, tr. C. ak., 49. Praha, 1939.
- Saar R., Die Dasnstcin -Rieseneishohle (Ober Osterrisch). 118 s., 1922.
- Strahienberg Pn. J. Das Nord und Ostliche teil von Europa und Asia..., s. 371-373, Stockholm, 1730.
- LJ 1 r i c h F. Dobsinska ledova ieskyne a pzibuzne zjevny na Slovensku. Veda Proliant r. 18, № 9-10, p. 253-258, 1937.
- Vitasek F. Nove prace v Demiinovských jeskynic'i. Ceskoslov. Spolec .Zem-rep. Sbornik, v. 44, N° 3-4, p. 54—59, 1938.

## Литература к главе X

## Некоторые длиннейшие карстовые пещеры мира\*

- Братнина И. А. Какие карстовые полости считать крупнейшими. Новости картоведения и спелеологии, № 2, АН СССР. М., 1961, стр. 93—94.
- Вахрушев г. В. Загадки Каповой пещеры (Шульган), Уфа, 1960, 32 стр.

\* Литература на русском языке. Обширная иностранная не переводится.

Гвоздецкий Н. А. Карст. Крупнейшие карстовые полости, 1954, стр. 210—218.

Гвоздецкий Н. А. Некоторые наблюдения над карстом Готланда. Вестник МГУ, сер. V, география, № 1, 1961, стр. 65—68.

Иванов Б. Н., Дублянский В. Н. О Красных пещерах в Крыму, Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. 37, № 1, 1962.

Климентов П. П. Общая гидрогеология. Высшая школа, М., 1962, стр. 167.

Максимович Г. А. Спелеографический очерк Пермской области.

Спелеологический бюллетень, № 1, Пермь, 1947, стр. 5—42.

Максимович Г. А. Крупнейшая пещера Европы. Природа, 1957, № 12, стр. 114.

Максимович Г. А. Наиболее крупные карстовые пещеры. В книге: Карст Пермской области, Пермь, 1958а, стр. 65—76.

Максимович Г. А. Районирование карста СССР. Доклады IV Всеуральского совещания по географическому районированию Урала, Пермь, 1958б, 8 стр.

Максимович Г. А. Районирование карста Урала и Приуралья. Доклады IV Всеуральского совещания по географическому районированию Урала, Пермь, 1958в, 4 стр.

Максимович Г. А. Опыт районирования карста Чехословакии. Доклады геологического факультета. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 14, вып. 1, 1959, стр. 3—8.

Максимович Г. А. Спелеологическое районирование Пермской области. Доклады V Всеуральского совещания по вопросам географии и охраны природы Урала, Пермь, 1960а, стр. 1—4.

Максимович Г. А. Карст. Москва, 1960б, стр. 26—27.

Максимович Г. А. Сто крупнейших карстовых пещер мира. Пещеры, вып. 1, Пермь, 1961.

Соколов Н. И. Некоторые новые данные о Ворондовских пещерах. Спелеология и карстование, изд. МОИП, М., стр. 103—111.

Смехов Е. М., Ромашова М. Г. Карлюкская пещера. Изв. Всесоюзного географического об-ва, т. 94, вып. 1, 1962.

Татаринов К. А. Пещеры Подолии, их фауна и охрана. Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. 37, № 6, 1962.

Хименес А. Н. География Кубы. М., 1960.

Чикишев А. Г. Карстовые пещеры СССР. Спелеология и карстование, изд. МОИП, М., 1959, стр. 7—40.

Шербан М., Фиман И., Коман Д. Пещеры Румынии. Бухарест, 1961,

Corbel J Les grandes cavites de France et leurs relations avec les fac-teurs climatiques. Aun. Spl., t. 14, № 1-2, 1959.

#### Литература к главе XI

##### Озера карстовых пещер, колодцев и шахт

Агаханьянц О. Е. Термальные источники Гармчашма. Природа, 1957, № 4, стр. 86—88.

Василевский П. М., Желтов П. И. Гидрогеологические исследования горы Чатырдага в 1927 г. Тр. ВГРО, вып. 142, 1932, стр. 11.

Венгрия. Путеводитель. Будапешт, 1958, стр. 139—140, 394.

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

Галиев У. З., Кавеев М. С., Любочка В. А. Гидрохимия Сюкеевских пещер. Природа, 1955, № 5, стр. 93—94.

Гвоздецкий Н. А., Машбиц Я. Г. Некоторые проблемы карста Юкатана. Региональное карстование, МОИП, 1958, стр. 71—79.

Голубева Л. В. Химический состав вод некоторых карстовых озер Пермской области. Гидрохимические материалы, т. 21, 1953, стр. 81—85.

- Карстенс Э. Э. Материалы по химическому составу минеральных источников Северного Кавказа. Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 33, (табл. II), Л., 1933.
- Лебединцев А. А., Бондарев В. И. Химическое исследование образцов морской воды у Севастополя и Ялты и воды из сталактитовой пещеры Суук-Хоба, Зап. Крым. гор. клуба, № 1, 1896, стр. 17.
- Максимович Г. А. Спелеографический очерк Пермской области. Спелеологический бюллетень, № 1, Пермь, 1947, стр. 5—42.
- Максимович Г. А. Химическая география вод суши. Географгиз, 1955, гл. 8, стр. 208.
- Максимович Г. А. Кальцитовые пленки озерных ванночек пещер. Зап. Всес. минералог, об-ва, ч. 84, № 1, 1955а, стр. 78—79.
- Максимович Г. А. Кальцитовые оолиты, пизолиты и конкреции пещер и рудников. Зап. Всес. минерал, об-ва, ч. 84, № 1, 1955б, стр. 74—78.
- Максимович Г. А. Подземные карстовые озера. Спелеология и карстование, изд. МОИП, 1959а, стр. 41—52 (приведена основная литература).
- Максимович Г. А. Опыт районирования карста Чехословакии. Доклады геологического ф-та. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 14, вып. 1, 1955б, стр. 1—6.
- Максимович Г. А. Озера карстовых пещер, колодцев и шахт. Пещеры, вып. 2, Пермь, 1962, стр. 5—23.
- Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области. Пермь, 1958, стр. 36—39.
- Максимович Г. А., Кобяк Г. Г. К характеристике вод подземных озер. Доклады АН СССР, т. 31, № 1, 1941, стр. 26—28.
- Максимович Г. А., Шимановский Л. А. Карстовый провал в с. Брехово Суксунского района Пермской области. Уч. зап. Перм. унта, т. 10, вып. 2, 1956, стр. 79—82.
- Макшеев Н. Н. Целебные источники в Закаспийской области. 1915.
- Нацкий А. Д. Серные источники Закаспийской области. Ест. произв. силы России, т. IV, 1918.
- Никшич И. И. Геологические и гидрогеологические исследования в Полторацком уезде. Ташкент, 1924.
- Петров М. П. Бяхарденская пещера. Природа, 1956, № 1, стр. 66.
- Ротко М. А. Геохимия Бахарденской пещеры. Тез. докл. науч. совет, по изуч. карста, вып. 10, Москва, 1956, стр. 25, 26.
- Румыния. Путеводитель, Бухарест, 1959, стр. 694—695.
- Шандор Я. Новая карстовая пещера в Венгрии. Природа, 1956. № 11, стр. 96—98.
- Ястребов Е. В. Дивья пещера. Пермь, 1958, стр. 25.
- Arnal J. La grotte de la Madleine. Zephyrus, № 7, 33—38, 1906.
- Barr T. C. Anthodites of Craighead Cave. News, v. 13, № 11, p. 6—7. 1955.
- Bartsch A. Vermessungen und Erforschung einer hohle bei Scala—Minuto (Amalfi, Italien). Hohle, 9, № 3, 61—67, 1958.
- Cotti G., Mugiasca F. Le grotte del Ticino. Stalactite v. 7, № 6, 205—217 1957.
- Droppja A. Stalagmitove jezierka. Krasny Slovenska, 27, № 5-8, 158—161, Lipt. Mikulas, 1950.
- Kunsky J. Kras a jeskyne, Stntroveisky. 105—107. Praha, 1950.
- Kunsky J., Hlavka K. Chynovska jeskyne. S. 48, Praha. 1948.
- Maxim'ovich G. A. Underground Karst Lakes. Hohle, № 2-3, Wien, 1961.
- Nuber P. Die Hohle von Lethe bei Bengasi (Libyen). Hohle. Bd. /, №A 40—41, 1956.
- Rabies Ramos R. Buletin de la Societat Mexicana de Geografie y Estadistice. Los recursos natrals de Vucatan, t. 69, № 3, p. 58, Mexico, 1950.
- Riedl H., Solar E. Das Nasse Loch bei Schwarzenbach am der Fieiacn (Niederösterreich). Hohle, 10, № 4, s. 74—78, 1959. .
- Roth Z. Nektere formy sintrove vyzdoby v jeskyni Donnici a jejicn vznik. Sbornik St. geol. ustavu CSR, 15, a, 65—88, Praha, 1948.

- Scerni N. VII Congresso Speleologico in Sardegna (3—8 ottobre, 1955). Boll. Sos. geogr. ital 2, № 1—3, 33—36, 1956.
- Torii H. S. Die Erforschung des Akiyoshi — karstplateaus (Japan). Hohle, 1.0, № 4, 5, 99—102, 1959.
- Viehmman J. Contributions a la connaissance de la genese des marmites Speleologia. t. I, № 3, s. 145—175, Warszawa, 1959.
- Walczak W. Jeskyne Radochowska—Najwetsi krasova jeskyne v Polskych Sudetech, C Kras, II, 157-162, 1958.

## Литература к главе XII

## Естественные тоннели, мосты и арки карстовых районов

- Агошков А. К. «Каменный лес». Карст Юньнаньского нагорья Китая. Природа, 1961, № 9, стр. 96—98.
- Арманд Д. Л. Румыния. 1946, стр. 164—165.
- Бернар О. Северная и Западная Африка. Изд. ИЛ, 1949, стр. 507.
- Болгария. Чудесные мосты (Эркюприя). Изд. ИЛ, 1953, стр. 469; Ер-Кюприя. Болгария, № 10, 1958, стр. 26.
- Витковский В. За океан. Изд. 2-е, 1901, стр. 237—240.
- Ган Ф. Африка. 1903, стр. 255.
- Гвоздецкий Н. А. Карст, 1950; Карст. Географгиз, 1954.
- Дзенс-Литовский А. И. Карст в галоидных горных породах и соляные пещеры. Тезисы докладов Пермской карстовой конференции. Пермь, 1947, 2 стр.
- Ефименко П. П. Первобытное общество. 1953, стр. 623.
- Зайцев И. К. Вопросы изучения карста СССР. Госгеолиздат, М.—Л., 1940.
- Зубашенко М. А. Карстовые явления в верхнеурских гипсах на северном склоне Западного Кавказа. Изв. Воронежского педагогического института, т. 4, 1938, стр. 124—125.
- Инь Цзань-сюнь. Карст. Китай, 1961, № 9, стр. 24—27.
- Кейльгак К. Подземные воды и источники. 1914, стр. 242.
- Кесь А. С. Замкнутые впадины Устюрта. Природа, 1955, № % стр. 75—82
- Крубер А. А. Карстовая область Горного Крыма. 1915, стр. 157—158, 167.
- Кудряшов И. К. Карстовые пещеры Башкирии — ценные памятники неживой природы. Состояние и задачи охраны природы в Башкирии, Уфа, 1960, стр. 159—163.
- Максимович Г. А. Опыт районирования карста Чехословакии. Доклады геологического факультета. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 14, вып. 1, 1959, стр. 3—8.
- Максимович Г. А. Основные задачи и объекты охраны земной коры на Урале. Охрана природы на Урале, выпуск II, Пермь, 1961, стр. 135—143.
- Максимович Г. А., Горбунова К. А. Природные мосты. Карст Пермской области, Пермь, 1958, стр. 76—78.
- Максимович Г. А., Максимович Н. А. Свидетели прошлого. Природные мосты, Гостехтеоретиздат, Москва, 1955, стр. 18—20.
- Максимович Г. А., Чунарев Г. Т. Природные мосты и арки и их охрана. Доклады Пятого Всесуральского совещания по вопросам географии и охраны природы. Пермь, 1960, стр. 1—4.
- Орлова Е. В. Фосфоритоносные бассейны зарубежных стран. Мин. ресурсы зарубежных стран, вып. 12, Госгеолиздат, М., 1951, стр. 141.
- Печеркин И. А. Карстовый мост на р. Коперля. Пещеры, вып. 2. Пермь, 1962, стр. 67—69.

- Пиотровский В. В. Геоморфология с основами геологии Геодизиздаг 1961, стр. 110.
- Принц Е. Гидрогеология, т. II. Источники. Сельхозгиз, М., 1937, стр. 84—83, Радев Н. Материалы за изучаване на пещерите въ България, II. Трудове на Българското Природаизпитателно дружество, кн. 13, София, 1928, стр. 122—124.
- Рубель Р. Б. Карстовые явления в Свердловской области. Региональное карстоведение, М., 1961, стр. 81—85.
- Рыжиков Д. В. Природа карста и основные закономерности его развития. Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, вып. 21, 1954, стр. 112.
- Софроницкий П. А. Карстовый мост на р. Большой Колчим. Пещеры, вып. 2, Пермь, 1962, стр. 63—65.
- Тань Чжи-цян. Шоссейная дорога через естественные тоннели. Кита.'1, № 14, 1959, стр. 31.
- Хабера С. Скальные мосты. Природа, 1955, № 12, стр. 108; Карстовые явления в Чехословакии. Изв. Всес. географического об-ва, т. 89, вып. 4, 1957, стр. 345.
- Хименее А. Н. География Кубы. Изд. ИЛ, М., 1960, стр. 151, 163, 164,
- Черняева К. П., Артемьева Е. А. Карстовые арки и окна в северо-западном Алтае. Пещеры, вып. 2, Пермь, 1962, стр. 71—78.
- Чэнь Шу-пэн. Карстовые ландшафты юго-западного Китая. Дили Чжн-ши, № 3, 1954, стр. 74—76 (на китайском языке). Реф. журнал, Геология и география, № 5, реф. № 6506, 1955, стр. 138.
- Шестов И. Н. Карстовая арка на р. Березовой в Чердынском районе. Пещеры, вып. 2, Пермь, 1962, стр. 61—62.
- Addington A. R. The Litten Natural Bridges and Closely Associated Phenomena, Eastern Owen County. Indiana. Proceeding of Indiana Akademy of Science, v. 37, pp. 143-151, 1928.
- Ash burner C A. Last remnant of the roof a long cavern. Proceedings of American Philosophical Society, v. 21. pp. 690, 699—700. 1884: The Natural Bridge of Virginia. Science, v. 5, pp. 13—14, 1885.
- Bailey T. L. Repoit on the Caves of the Eastern Highland Rim and Cumberland Mountains. Tennessee Geol. Surv., v. 8, pp. 85—138, 1918.
- Ball S. H., Smith A. F. The Geology of Miller County. Missouri Geol. Surv. 2nd ser., v. I, p. 13, 1903.
- Barnett V. H. A Natural Bridge due to stream meandiring. Journal of Geology, v. 16. pp. 73-75, 1908,
- Beede J. W. The cycle of subterranean drainage as illustrated in the Blo-omington. Indiana. Proc. Indiana Acad. of Science for 1910. pp. 81—103, 1911.
- Broad head G. C Report of the Geological Survey of the State of Missouri., pp. 35—37, 1873-1874.
- Cleland H. F. The formation of natural bridges. American Journal of Science, 4 th Series, v. 20 (CLXX), pp. 119-124, 1905.
- Cleland H. F. North American natural bridges, with a discussion of their origin. Bulletin of Geological Society of America, v. 21, pp. 313—338, 1910 (discussion, pp. 765—766); abstract, Science new, series, v. 32, p. 188, 1910.
- Cleland H. F. The formation of North American natural bridges. Popular Science Monthly, v. LXXVIII. pp. 417—427, 1911.
- Cotet P. Carstul si problemele practice. Natura. № 6. Bucuresti, 1955.
- Dake C. L. and Bridge J. Subterranean stream piracy in the Ozarks. Bulletin of Missouri School of Mines and Metallurgy, v. VII, No. 1, pp. 3-14, 1923.
- Danes J. V. Karststudien in Australien. Vestnik Kralovske Ceske Spolccn. nauk. Trida Matematiko-prircdoved, 1916.
- Davis W. M. The origin of limestone caverns. Bull. Geol. Society of America, v. 41, pp. 475—628, 1930.
- Deckert E. Naturbrucken. Himmel und F.rde, v. VIII, pp. 160—170; 1896.
- Dellenbaugh F. S. The causes of natural arches. Science, new series, v. VII, p. 714, 1898.
28. Основы карстоведения

- Drdos J. Prispevok k morfologii Pienin. Geogr. casop. № 1, Bratislava, 1960.
- Engeln von O. D. Geomorphology. Caverns and natural bridges, pp. 583-585. New-York, 1942.
- Featherstonehaugh G. W. Natural bridge in Rockbridge Co, Va. Monthly American Journal of Geology and Natural Science, v. 1, pp. 414—416, 1832.
- Fordinal S. Salzachofen und Gollinger Wasserfall. Hohlenkundl. Mitt., . № 3, s. 28-29, Wien, 1959.
- Fowke G. The formation of natural bridges. Stone, v. XIV, pp. 355—357, 1897. Reprinted from Popular Science News.
- Gardiner F. J. An Arizona natural bridge. Science, v. VI, p. 67, 1885.
- Gaupil lat G. Les gorges et ponts naturels de l'Argens, de la Siagne et du Loup. Ay. fig, 1884.
- Grimsley G. P., Bailey E. H. S. Special Report on Gypsum und Gypsum Plasters. University Geolog. Survey of Kansas vol. V, p. 74. pi. 26—27, 1899.
- Gumee R. H. The Caves of Puerto Rica. NSS News, № 6, 1959.
- Hovey H. C Celebrated American Caverns, p. 14, 1882.
- Hovey H. C. Discussion of Cleland's natural bridge paper. Bulletin of Geological Society of America, v. 21, pp. 765—766, 1910.
- Keyes C R. Iowa's great natural bridge. Pan-American Geologist, v. LI, pp 363-364, 1929.
- Kunsky J. Kras a jeskyne, s. 42, Praha, 1950.
- Long S. S. Description of natural tunnel in Scott C Va. Monthly Amer. J. of Geol. and Natur. History, v. I, pp. 347—355, 1932.
- Malott C A., Schrock R. R. Origin and development of Natural Bridge, Virginia. Amer. Journal of Science, v. 19, pp. 259—273, 1930a.
- Malott C A. and Schrock R. R. Origin and development of Natural Bridge, Virginia. Bull. Geol. Soc. Amer, v. 51, pp. 106—107, 1936.
- Martel E. A. Les Abimes, pp. 103-106, 1894; Involution souterraine, p. 71—73, 1908.
- Matson G. C and Clapp F. G. A preliminary report of the geology of Florida. 2nd Annal Report of Florida Geol. Surv, pp. 26-173, 1908—1909.
- Miller A. M. Natural arches of Kentucky. Science, new series, v- VII, pp. 845-846, 1898.
- Miser H. D. Two natural bridges in Tennessee. The Resources of Tennessee, Tennessee Geological Survey, v. IV, n. 3, pp. 126—138, 1914.
- Nelson W. A. The natural bridges of the Cumberland Mountains. Resources of Tennessee. Tennessee Geological Survey, v. V, pp. 76—80, 1915.
- Otto I. H. Reise durch Kwangsi mit der „Fimf-fiinf-Reise-Schar". Natur und Volk. Bd. 65, hf 10, s. 511-517, 1935.
- Owen L. A. Cave Regions of the Osarks and Black Hills. Cincinnati, p. 82, 1898.
- Pack F. J. Natural bridging in the high plateau. Pan-American Geologist, v. 37, pp. 213—225, 1922.
- Parsons T. S. Some unknown American natural bridges. The Mineral Collertor, New-York., vol. XIV, pp. 103—104, 1907.
- Purdue A. H. Ou the origin of limestone sinkholes. Science, new series, v. 26, pp. 120—122, 1907.
- Reeds C A. The Natural Bridge of Virginia and ist Environs. New-York, 1927.
- Savage T. E. Geolcgy of Johnson Counti, Iowa. Iowa Geol. Surv, v. 16, pp. 571—648, 1905.
- Starka V. Prirozone skalni inosty a brany Ceskoslovensku. Lide a zeme, № 3. 1957.
- Tell L. Underjordens vackra varld, s. 140, fig. 80, Stockholm, 1955,



- Trimmel H. Die Naturbrücke bei Werasod (Grossenberg). *Hohlenkundl. Mitt.* № 12, Wien, 1961.
- Walcott C. D. The Natural Bridge of Virginia. *National Geographic Magazine*, v. V, pp. 59-62, 1893.
- Wittjch F, Bergfenster und Naturbrücken in Mexiko, 1935.

Литература к главе XIII  
Некоторые вопросы гидрогеологии карста

- Бернар О. Северная и Западная Африка. ИЛ, М., 1949.
- Болотина Н. М., Соколов Д. С. Карст района Витебских порогов. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4, 1954.
- Валяшко М. Г. Основные химические типы вод и их формирование. Доклады АН СССР, т. 102, № 2, 1955.
- Варсановьева В. А. Карстовые явления в северной части Уфимского плоскогорья. *Землеведение*, т. 22, кн. 5, 1915.
- Василевский П. М., Желтое П. И. Гидрогеологические исследования горы Чатырдаг в 1927 году. Тр. ВГРО, вып. 142, М.—Л., 1932.
- Владимиров Л. А. О режиме карстовых вод Западной Грузии. Изв. Всес. географ. об-ва, т. 89, № I, 1957, стр. 65—67.
- Владимиров Л. А. О карстовых водах Грузии и влиянии их на режим стока рек. Тр. геогр. об-ва Груз. ССР, т. IV, 1959, стр. 161—180.
- Володько И. Ф.. К методике лабораторного изучения движения подземных вод в трещиноватых породах. *Гидрогеол. и инж. геол.*, № 8, М.—Л., 1941.
- Гатальский М. А. Применимость формулы Дюпюи при расчете движения подземных вод в трещиноватых и закарстованных породах. *Советск. геол.*, № 35, 1948.
- Гатальский М. А. Карст силурийских и ордовикских карбонатных пород Прибалтики. В сб.: Геол. и геохимия, 1/7-Л., Гостоптехиздат, 1957, стр. 213—227.
- Гвоздецкий Н. А. Карст. Географгиз, Москва, 1954.
- Гевирц М. И. Карст восточного склона Среднего Урала. Нижний Тагил, 1959.
- Герасимов И. П. О географических типах солевого баланса и формах солеобмена в коре выветривания. *Проблемы физ. географии*, т. 3, 1936, стр. 31—32.
- Горбунова К. А. К характеристике Ключевского участка Кишертско-Суксунского карстового района. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 14, вып. 1, 1959, стр. 9—19.
- Горбунова К. А. Подземная химическая денудация и активность карста восточной части Уфимского вала. Доклады геологического факультета. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 20, вып. 1, 1960 а, стр. 15—20.
- Горбунова К. А. Формирование карстовых брекчий восточного крыла Уфимского вала в свете гидрогеологических данных. *Геология и разведка*, № 10, 1960 б, стр. 89—90.
- Горбунова К. А. К вопросу формирования химического состава карстовых вод. *Химическая география*, вып. 1, 1961, стр. 59—63.
- Дерягин Д. В. Свойства тонких жидких слоев и их роль в дисперсных системах (выпуск 1). Всес. сов. НИТО, М., 1937.
- Добрынин Б. Ф. Физическая география Западной Европы. Учпедгиз, М., 1948.
- Дуров С. А. Геоморфологический метод в гидрохимии. Ростов, 1959.
- Дуров С. А. Синтез в гидрохимии. Ростов, 1961.
- Жапарханов С. Об условиях формирования и режиме подземных вод в верхних частях бассейна реки Шерубай-Нуры. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., № 1, 1961.

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

Игнатович Н. К. О региональных гидрогеологических закономерностях в связи с оценкой условий нефтеносности. Сов. геол., 1945, № 6, стр. 69—82.

Иованович П. Запруженный карст. Сборник радове, посвещен. И Цвик-ичу, Београд, 1924, стр. 175—197.

Каменский Г. Н. Основы динамики подземных вод. Госгеолиздат, 1943.

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

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

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

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

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

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

Дичков Б. Л. Основные черты классификации подземных вод. Исследов. подземн. вод СССР, вып. 3, 1933, стр. 7—25.

Лыкошин А. Г. Многолетняя мерзлота в долине р. Уфы. Природа, 1953, № 1, стр. 115.

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

Лыкошин А. Г. Основные вопросы и методы инженерно-геологических исследований карста в связи с гидроэнергетическим строительством. Геология и разведка, 1959, № 1.

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

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

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

Максимович Г. А. Зональность почвенных, грунтовых, речных и озерных вод и гидродинамические зоны. Доклады Академии наук СССР, т. 58, № 5, 1947, стр. 831—834.

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

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

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

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

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

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

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

Максимович Г. А. Карст. Изд. «Знание», М., 1960.

Максимович Г. А. Плотность карстовых воронок и устойчивость закарстованных территорий. Геология и разведка, 1961, № 7.

Максимович Г. А. Гидродинамические зоны карстовых вод и основные типы подземного стока. Специальные вопросы карстологии, М., 1962.

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

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

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

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

Молюков Л. А. Исследование состава и свойств заполнителя карстовых полостей в неогеновых известняках Причерноморской впадины. Вестн. МГУ, № 4, 1959, стр. 161—165.

Овчинников А. М. Минеральные воды. Госгеолиздат, М.—Л., 1947.

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

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

Пенчев П. Гидрологические исследования в Болгарии. Изв. Всес. географич. об-ва, т. 88, № 2, 1956.

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

Погребов Н. Ф. О результатах гидрогеологических исследований, произведенных с целью выяснения вопроса о возможности снабжения Спб, так называемой ключевой водой. Тр. II съезда деятелей по приклад. геолог. и развел. делу в 1911 г. в СПб., 1913.

Потемкин М. П. Австралия. Учпедгиз, М., 1950.

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

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

Родионов Н. В. Некоторые данные о скорости развития карста в карбонатных породах. Тр. Лаборат. гидрогеол. проблем, т. 6, 1950.

Родионов Н. В. Инженерно-геологические исследования в карстовых районах. Госгеолтехиздат, 1958, стр. 55—61.

Рыжиков Д. В. Природа карста и основные закономерности его развития. Тр. Горно-геолог. института Уральского филиала АН СССР, вып. 21, М., 1954. Саваренский Ф. П. Гидрогеология. ОНТИ, НКТП СССР, М.—Л., 1935.

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

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

Скворцов Г. Г. О скорости развития карста в гипсах. Вопросы изуч. подз. вод и инженерно-геологических процессов, изд. АН СССР, М., 1955.

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

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

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

Троянский С. В. О законах движения подземных вод в закарстованных породах. Тезисы докладов совещания по карсту, вып. 7, М., 1956.

Троянский С. В., Белицкий А. С., Чекин А. И. Общая и горно-рудничная гидрогеология. Госгортехиздат, М., 1960, стр. 148—150.

Тутковский П. А. Полесские «окна». Землеведение, кн. 4, 1899.

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

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

Шимановский Л. А. Подземные воды сельскохозяйственных районов юго-востока Пермской области и возможности их использования. Пермь, 1953, стр. 3—52.

Шитиков В. Ф. Гидрогеологические исследования в районе Хиловских минеральных источников. Известия географич. об-ва, вып. 66, 1932.

Якушева А. Ф. Карст палеозойских карбонатных пород на Русской равнине. Уч. зап. Москов. ун-та, т. 3, вып. 136, 1949.

Corbel J. Les grandes cavites de France et leurs relations avec les facteurs climatiques. Ann. Spel., t. 14, № 1—2, Paris, 1959.

Martel E. A. L'Evolution souterraine, Paris, 1908, p. 116.

Peirret B., Roques H. Notes speleologiques sur le massif de Ger, reseaux du Valentin (Basses-Pyrenees). Ann. Spel., t. 14, № 3—4, Paris, 1959.

Rodionov N. V. The Rate of Karst Processes in Carbonate Rocks. Hohle, № 2-3, Wien, 1961.

Trombe F. Traite de speleologie, Paris, 1952.

#### Литература к главе XIV Источники карстовых областей

Авдиев В. П. История Древнего Востока. Гл. XII—Сирия и Финикия, М. 1953, стр. 353, 366.

Альбов С. В. Гидрогеологические исследования в магнитогорском районе. Тр. ВГРО, вып. 326, 1933.

Античная география. Географгиз, М., 1953, стр. 359.

Бернар О. Северная и Западная Африка. Изд. ИЛ, 1949.

Боли А. Северная Америка. Географгиз, М., 1948.

Буданов Н. Д. Подземные воды Челябинской области. Вопросы водоснабжения сельского хозяйства в районах Урала и Зауралья, Госгеолтехиздат, М., 1956.

Виво Х. А. География Мексики. Изд. ИЛ, М., 1951.

Гвоздецкий Н. А. Опыт районирования карста Большого Кавказа. Географ. сборник, № 1, изд. АН СССР, М., 1952, стр. 64—80.

Гвоздецкий Н. А., Машбиц Я. Г. Некоторые проблемы карста Юкатана. Региональное карстоведение, МОИП, М., 1958.

Гефер Г. Подземные воды и источники. ОГИЗ, М.—Л., 1925, стр. 158—164. Гидрогеология Марокко. Изд. ИЛ, М., 1955.

Григорьев И. А. Гидрогеологическое районирование минеральных вод Северного Кавказа, Тр. Лаборат. гидрогеол. пробл. АН СССР, т. III, 1948, стр. 172—179.

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

Добби Э. Юго-Восточная Азия. Изд. ИЛ, 1952.

Зайцев И. К. Гидрогеологический очерк Карсакпай-Байконурского района. Тр. ВГРО, вып. 323, 1934, стр. 38—39.

Зайцев И. К. Вопросы изучения карста СССР. Госгеолгиздат, М., 1940.

Зайцев И. К. методика составления сводных гидрогеологических карт. Госгеолгиздат, М., 1945.

Зупан Л. Основы физической географии. 1914, стр. 578—579.

Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. Изд. ИЛ, М., 1954.

Каменский Г. Н., Толстихина М. М., Толстихин Н. И. Гидрогеология СССР. Госгеолтехиздат, М., 1959.

Каратекин Н. Гидрогеологические исследования на Ближнем Востоке. В кн.: Гидрогеология и гидрология аридной зоны земного шара, 1955, стр. 130—163.

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

- Керкис Е. Е. Об оценке водообильности водоносных горизонтов. Тр. Лаб гидрогеол. проблем АН СССР, т. 3, 1948, стр. 201—209.
- Колпаков Н. М., Орлова А. В. Три замечательных карстовых источника хребта Каратау в Южном Казахстане. Природа, 1949, № 9, стр. 47—50.
- Короткевич Г. В. О резкой аномалии в режиме источника «Горький Ерик» на озере Баскунчак. Вестник Ленинградского ун-та, № 9, 1958.
- Краснопевцев Н. Д. К вопросу гидрогеологии карста юго-восточной части Донецкого бассейна. Материалы ЦНИГРИ, Гидрогеология, сб. 3, 1934, стр. 6—9.
- Крубер А. А. Карстовая область Горного Крыма. М., 1915.
- Куканов В. М. Минеральные воды Мацесты. В кн.: Сочи, Краснодар. 1958, стр. 42—50.
- Лукреций К. О природе вещей. АН СССР, М., 1946, 1947.
- Лыкошин А. Г. Трещины бортового отпора. Бюлл. МОИП. отд. геол, т. 28, вып. 4, 1953, стр. 53—69.
- Лыкошин А. Г., Соколов Д. С. Красный Ключ. Природа, 1957, № 8 стр. 86—88.
- Максимович Г. А. Источники пресной воды на дне морей. Природа 1956а, № 4, стр. 89—91.
- Максимович Г. А. Озеро Кислое в Кишертском районе Пермской области. Уч. зап. Пермск. ун-та, т. 7, вып. 4, 1956б.
- Максимович Г. А. Подводные карстовые источники морей. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 11, вып. 2, 1957а, стр. 83—85.
- Максимович Г. А. Подрусловые пустоты и вопросы корреляции террас и горизонтальных карстовых пещер. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 11 вып. 2 1957б стр. 15—26.
- Максимович Г. А. Корреляция речных террас и горизонтальных карстовых пещер. Труды комиссии по изучению четвертичного периода Академии наук СССР, т. 13, 1957в, стр. 243—252.
- Максимович Г. А. Районирование карста Урала и Приуралья. Докл. IV Всеуральского географического совещания, Пермь, 1958.
- Максимович Г. А. Опыт районирования карста Чехословакии. Уч. Зап. Перм. ун-та, т. 14, вып. 1. 1959.
- Максимович Г. А. Классификация родников по дебиту и карстовые источники. Гидрогеология и карстование, вып. 1, Пермь, 1962, стр. 53—60.
- Максимович Г. А., Голубева Л. В., Горбунова К. А. Карстовые провалы в с. Усть-Кишерть Пермской области. Природа 1950 № 4 стр. 47—51.
- Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области Пермь, 1958.
- Максимович Г. А., Хейнсалу Ю. Новый тип гидродинамического профиля в Эстонской карстовой области. Изв. Академии наук Эстонской ССР, сер. технич. и физико-математич. наук, т. 8, № 3, 1959, стр. 207—208. ч
- Мейнцер О. Э. Учение о подземных водах. 1935, стр. 159-166.
- Мордвилко Т. А. Геология окрестностей Гагр. Экскурсия по Кавказу. Черноморское побережье, 1937, стр. 15—16.
- Обручев В. А. Пресные источники в океанах. Природа, 1918. № 1, стр. 75.
- Овчинников А. М. Минеральные воды. Госгеолтехиздат, М.-Л., 1947.
- Овчинников А. М. Общая гидрогеология. Госгеолтехиздат, М., 1955.
- Пармузин Ю. П. Ландшафтообразующее значение карста Сибири. Уч. зап. Москов. ун-та, вып. 170, 1954, стр. 14.
- Пенчев П. Гидрологические исследования в Болгарии. Изв. Всес. геогр об-ва, 88, № 2, 1956, стр. 151.
- Пиотровский В. В. Геоморфология с основами геологии. Геодезиздат, 1961, стр. 110.
- Подводный источник в море. Природа, 1962, № 4, стр. 114.
- Потемкин М. П. Австралия. Учпедгиз, М., 1950.
- Принц Е. Гидрогеология. Сельхозгиз, 1933.

- Принц Е., Камне Р. Гидрогеология, т. II. Источники. Сельхозгиз, М., 1937, стр. 31—67.
- Ратцель Ф. Земля и жизнь, т. II. СПб, 1908, стр. 77, 122.
- Рыжиков Д. В. Природа карста и основные закономерности его развития. Тр. Горно-геол. инст. Урал. фил. АН СССР, вып. 21, М., 1954.
- Седенко М. В. Гидрогеология некоторых угольных месторождений СССР. Углетехиздат, 1951.
- Н. Подземные воды СССР. Ч. 1, ОНТИ, 1934.
- Н. Гидрогеология. Сельхозгиз, М., 1954, стр. 259—260.
- Подземные воды Шемахинской пещеры. Природа, 1951, №5.
- Семихатов А. Н. Подземные воды СССР. Ч. 1, ОНТИ, 1934.
- Семихатов А. Н. Гидрогеология. Сельхозгиз, М., 1954, стр. 259—260.
- Соколов Д. С. Подземные воды Шемахинской пещеры. Природа, 1951, №5.
- Страшмиров А. Хубча. В кн.: Болгария, изд. ИЛ, М., 1933.
- Дю-Тойт А. Геология Южной Африки. Изд. ИЛ, М., 1957.
- Троянский С. В. Гидрогеологический очерк Турции. Гидрогеол. и инж. геол., сб. 2, 1936, стр. 41—44.
- Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Изд. ИЛ, М., 1955.
- Хабера С. Карстовые явления в Чехословакии. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 89, № 4, 1957, стр. 349.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии, т. II. Изд. ИЛ, М., 1958.
- Чуринов М. В. Формирование подземных вод юго-западной части главной гряды Крымских гор. Вопросы гидрогеологии и инж. геологии, сб. 16, 1959, стр. 44—60.
- Щукин И. С. Общая морфология суши. Т. 1, гл. 7—Морфология карста, ОНТИ, М.-Л., 1933, стр. 327—366.
- Якушева А. Ф. Карст палеозойских карбонатных пород на Русской равнине. Уч. зап. Москов. ун-та, т. 3, вып. 136, 1949, стр. 55—109.
- Amberger E. Fontaine de Vaucluse, *Hohlenkundl. Mitt.* 12, № 3, s.28—29, 1956.
- B i e s e W. *Über Karstformen in Chili. Hohle*, № 4, Wien, 1956.
- Corbel J. Les grandes cavites de France et leurs relations avec les fac-teurs climatiques. *Ann. Speleolog.* T. XIV, № 1—2, pp. 31—47, 1959.
- D a n e s J. W. *Karststudien in Australien. Vestn. Krai. Ceske spol. nauk*, 1916.
- Davis W. M. *Origin of limestone Cavems, Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 41, 1930.
- Droppa A. *Kras na juhovýchodnej strane Malych Karpat. Kras a jaskyne Malych Karpat. Bratislava*, s. 131—136, 1952.
- Droppa A. *Demanovske jaskyne. Bratislava*, 1957.
- Dubuc E. *Le Hout plateau du Maroc Oriental. Geographie*, t. 32, № 3—4, pp. 203—219, 1929.
- Mart el E. A. *L'Evolution souterraine*, Paris, 1908.
- Meinzer O. E. *Outline of ground-water hydrology, with definitions. U. S. Geol. Survey Water-Supply Paper 494*, 1923.
- Meinzer O. E. *Large springs in the United States. U. S. Geol. Survey Water-Supply Paper 557*, 1927.
- Meinzer O. E. *Ground water in the United States, a summary. U. S. Geol. Survey Water-Supply Paper 836 D*, p. 187—190, 1939.
- Pierret B., Roques H. *Notes speleologiques sur le massif de Ger, rese-aux du Valentin (Basses-Pyrenees) Ann. Speleolog.* т. 14. № 3—4, pp. 291—321, 1959.
- Pous J. M. *Die untermeerischen Riesenquellen des Massivs von Garraf. Hohle*, № 2—3, 1961.
- Riedl H. *Beobachtungen aus der Schwabisciien Alb. Hohlenkundl. Mitt.* 12, № 6. s. 63—64, 1956.
- Schaad. *Quellenstudien. Schweiz. Verein von Gas und Wasserfachmannern, Monats Bull.* № 1-4, 1926.
- Shrock R. R. *Karst Features in Maya Region of Yucatan Peninsula, Mexico. Proc. Indiana Academy of Science*, v. 55, 1946.
- Vindis I. *Jaskyna Gombasek. s. 22, Bratislava*, 1954.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|                                                                                               |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>Предисловие</b>                                                                            | Стр |
| <b>Введение</b>                                                                               | 3   |
| Определение карста и карстования                                                              | 7   |
| Некоторые вопросы терминологии                                                                | 10  |
| Подготовка карстоведов и спелеологов                                                          | 12  |
| Карстологические учреждения                                                                   | 14  |
| Охрана пещер и других карстовых форм                                                          | 17  |
| Некоторые специальные издания по карсту и спелеологии                                         | 18  |
| Библиография по карстоведению и спелеологии                                                   | 25  |
| Международные спелеологические конгрессы                                                      | 27  |
| Некоторые региональные карстовые и спелеологические конференции, конгрессы, съезды, совещания | 28  |

## ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И МОРФОЛОГИЯ КАРСТА

## Глава первая

|                                                                                                                                                                                                                                                             |           |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>Основные условия образования карста</b>                                                                                                                                                                                                                  | <b>31</b> |
| Карстующиеся горные породы и обстановки их образования Геосинклиальная обстановка (32) Переходная обстановка краевых прогибов (33) Платформенная обстановка (34) Современные поверхностные образования континентов (35) Современная морская обстановка (36) | 31        |
| Водопроницаемость карстующихся пород Трещиноватость (38) Пористость и кавернозность (46) Трещиноватость и пористость (46)                                                                                                                                   | 38        |
| Движение вод в карстовых массивах                                                                                                                                                                                                                           | 47        |
| Растворяющая способность водных растворов и растворимость                                                                                                                                                                                                   | 60        |
| Глава вторая                                                                                                                                                                                                                                                |           |
| Классификации карста                                                                                                                                                                                                                                        | 65        |
| Классификации по внешним признакам                                                                                                                                                                                                                          | 65        |
| Классификации по внутренним признакам                                                                                                                                                                                                                       | 74        |
| Классификации по времени и активности карста                                                                                                                                                                                                                | 80        |
| Морфометрические классификации                                                                                                                                                                                                                              | 81        |
| Комплексные классификации                                                                                                                                                                                                                                   | 81        |

## ВОПРОСЫ МОРФОЛОГИИ КАРСТА

## Глава третья

|                                                                   |           |
|-------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>Карры, поноры, колодцы, шахты</b>                              | <b>84</b> |
| Карстовые формы, образующиеся в различных гидродинамических зонах | 84        |

|                                                                 |     |
|-----------------------------------------------------------------|-----|
| Карры или шратты                                                | 89  |
| Поноры                                                          | 93  |
| Карстовые колодцы                                               | 96  |
| Карстовые шахты и пропасти                                      | 96  |
| Глава четвертая                                                 |     |
| <b>Карстовые воронки, котловины, поля</b>                       | 104 |
| Карстовые воронки                                               | 104 |
| Генетические типы карстовых воронок                             | 107 |
| Карстовые воронки зоны вертикальной нисходящей циркуляции (107) |     |
| Карстовые воронки подзоны подвешенных вод (113)                 |     |
| Карстовые воронки зоны горизонтальной циркуляции (114)          |     |
| Карстовые воронки зоны сифонной циркуляции (120)                |     |
| Карстовые воронки зоны подтолинного (подруслового) стока (121)  |     |
| Плотность карстовых воронок                                     | 125 |
| Карстовые воронки и устойчивость закарстованных территорий      | 130 |
| Карстовые котловины                                             | 132 |
| Донгасы                                                         | 134 |
| Поля                                                            | 135 |
| Погребенные поля (и котловины)                                  | 138 |
| Глава пятая                                                     |     |
| <b>Карстовые останцы</b>                                        | 140 |
| Карстовые останцы тропических областей                          | 140 |
| Распространение останцового тропического карста                 | 142 |
| Типы останцового тропического карста                            | 156 |
| Обнаженные древние карстовые останцы                            | 159 |
| Погребенные палеокарстовые останцы                              | 161 |
| Палеокарстовые коллекторы нефти и газа погребенных останцов     | 162 |
| ЧАСТЬ ВТОРАЯ                                                    |     |
| <b>ВОПРОСЫ СПЕЛЕОЛОГИИ</b>                                      |     |
| Глава шестая                                                    |     |
| <b>Пещеры</b>                                                   | 169 |
| Основные этапы развития карстовых пещер                         | 171 |
| Некоторые данные о морфологии пещер                             | 176 |
| Органные трубы (179)                                            |     |
| Подземные карры (179)                                           |     |
| Подземные реки                                                  | 180 |
| Температура воздуха пещер                                       | 182 |
| Влажность воздуха пещер                                         | 184 |
| Движение воздуха в карстовых массивах и пещерах                 | 181 |
| Горизонтальные или слабонаклонные проходные пещеры (188)        |     |
| Карстовые массивы (189)                                         |     |
| Мешкообразные холодные пещеры (190)                             |     |
| Мешкообразные теплые пещеры (190)                               |     |
| Плотность и густота карстовых пещер                             | 191 |
| Корреляция горизонтальных карстовых пещер и речных террас       |     |
| Пещеры и новейшая тектоника                                     | 199 |



## Глава седьмая

|                                    |     |
|------------------------------------|-----|
| <b>Отложения пещер</b>             | 201 |
| Классификация отложений пещер      | 201 |
| Отложения пещер                    | 203 |
| Остаточные отложения               | 205 |
| Обвальные отложения                | 204 |
| Водные механические отложения      | 204 |
| Водные хемогенные отложения        | 206 |
| Сталактиты                         | 207 |
| Отложения на стенках пещер         | 218 |
| Сталагмиты                         | 218 |
| Сталагматы или колонны             | 222 |
| Известковое тесто, каменное молоко | 223 |

## Глава восьмая

|                                                             |     |
|-------------------------------------------------------------|-----|
| <b>Отложения и полезные ископаемые пещер</b>                | 226 |
| Кальцитовые образования пещерных озер                       | 226 |
| Кальцитовые оолиты, пизолиты, конкреции или пещерный жемчуг | 230 |
| Кристаллы автохтонных минералов пещер                       | 244 |
| Исландский шпат (244) Арагонит (245)                        |     |
| Органические отложения пещер                                | 249 |
| Фосфориты пещер                                             | 249 |
| Селитра пещер                                               | 257 |

## Глава девятая

|                                           |     |
|-------------------------------------------|-----|
| <b>Пещерные льды</b>                      | 258 |
| Морфология и происхождение пещерных льдов | 260 |
| Ледяные кристаллы                         | 260 |
| Сталактиты                                | 262 |
| Сталагмиты                                | 263 |
| Колонны                                   | 265 |
| Кора обледенения                          | 268 |
| Покровный лед                             | 268 |
| Озерный лед                               | 270 |
| Классификация пещерных льдов              | 270 |
| К географии ледяных пещер ,               | 271 |

## Глава десятая

|                                                          |     |
|----------------------------------------------------------|-----|
| <b>Некоторые длиннейшие карстовые пещеры мира</b>        | 275 |
| СССР (275) Зарубежная Европа (279) Зарубежная Азия (284) |     |
| Африка (284) Австралия (284) Америка (285)               |     |
| Распределение карстовых пещер по длине                   | 287 |
| Некоторые крупнейшие карстовые полости                   | 291 |

## Глава одиннадцатая

|                                                        |     |
|--------------------------------------------------------|-----|
| <b>Озера карстовых пещер, колодцев и шахт</b>          | 295 |
| Озера горизонтальных и наклонных пещер                 | 294 |
| Озера карстовых шахт, колодцев, вертикальных пещер     | 297 |
| Подземные минеральные озера                            | 299 |
| Некоторые типичные карстовые озера пещер               | 300 |
| К географии подземных озер                             | 302 |
| О химическом составе вод подземных карстовых озер СССР | 303 |

## Глава двенадцатая

|                                                                                                   |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>Естественные тоннели, мосты и арки карстовых районов</b>                                       | 313 |
| К географии карстовых мостов и арок в карбонатных отложениях СССР (314)                           | 314 |
| Зарубежная Европа (319) Африка (322) Зарубежная Азия (322) Австралия (323) Северная Америка (323) |     |
| Гипсовые мосты                                                                                    | 326 |
| Соляные мосты                                                                                     | 326 |

## ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

**ГИДРОГЕОЛОГИЯ КАРСТА**

## Глава тринадцатая

|                                                                                                       |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>Некоторые вопросы гидрогеологии карста</b>                                                         | 323 |
| Формирование карстовых вод                                                                            | 328 |
| Соотношение гидродинамических зон поровых и карстовых вод                                             | 332 |
| Основные типы гидродинамических профилей областей карста карбонатных и сульфатных отложениях          | 338 |
| Основные типы подземного стока карстовых областей                                                     | 343 |
| Классификация карстовых районов по условиям питания, а также удаленности и особенностям зон разгрузки | 340 |
| Карст, связанный с дренирующим влиянием близких эрозионных врезов                                     | 347 |
| Карст, связанный с дренирующим влиянием удаленных эрозионных врезов или других очагов разгрузки       | 350 |
| Карст, связанный с дренирующим влиянием зон тектонических нарушений                                   | 352 |
| Модуль подземного стока                                                                               | 356 |
| Коэффициент фильтрации                                                                                | 358 |
| Скорость движения карстовых вод                                                                       | 356 |
| Гидравлические уклоны карстовых вод                                                                   | 360 |
| Характер движения карстовых вод                                                                       | 361 |
| Уклоны поверхности карстовых вод                                                                      | 360 |
| Амплитуда колебания уровня карстовых вод                                                              | 363 |
| Химический состав карстовых вод                                                                       | 363 |
| Подземная химическая, или карстовая, денудация                                                        | 371 |
| Скорость развития карста                                                                              | 371 |

## Глава четырнадцатая

|                                     |     |
|-------------------------------------|-----|
| <b>Источники карстовых областей</b> | 373 |
| Классификация карстовых источников  | 374 |
| Наземные источники                  | 374 |
| Подводные источники                 | 377 |
| Температура карстовых источников    | 385 |
| Классификация родников по дебиту    | 387 |
| Крупнейшие карстовые источники      | 388 |
| Режим карстовых источников          | 392 |
| Литература                          | 400 |
| Оглавление                          | 441 |

**На фронтиспise**  
**Ледяные натечные формы Октябрьской пещеры в Пермской области**  
(фото В М Шумкова)

*Георгий Алексеевич Максимович*  
ОСНОВЫ КАРСТОВЕДЕНИЯ, том I

Редактор издательства **С. Ф. Николаев**  
Технический редактор **К. Г. Сукманова**  
Корректоры **Л. К. Крамаренко, И. Л. Пархомовская**

Сдано в набор 22 12 1962 г  
Подписано к печати 10 7 1963 г  
Формат 60×90 1/16 Бум. л. 14,0 Печ. л. 28,0 Уч. изд. л. 28,5  
ЛБ02610 Тираж 2 000 экз.  
Цена 2 р 20 к (в переплете)

Типография Пермского университета  
Г. Пермь, ул. Генкеля, 7