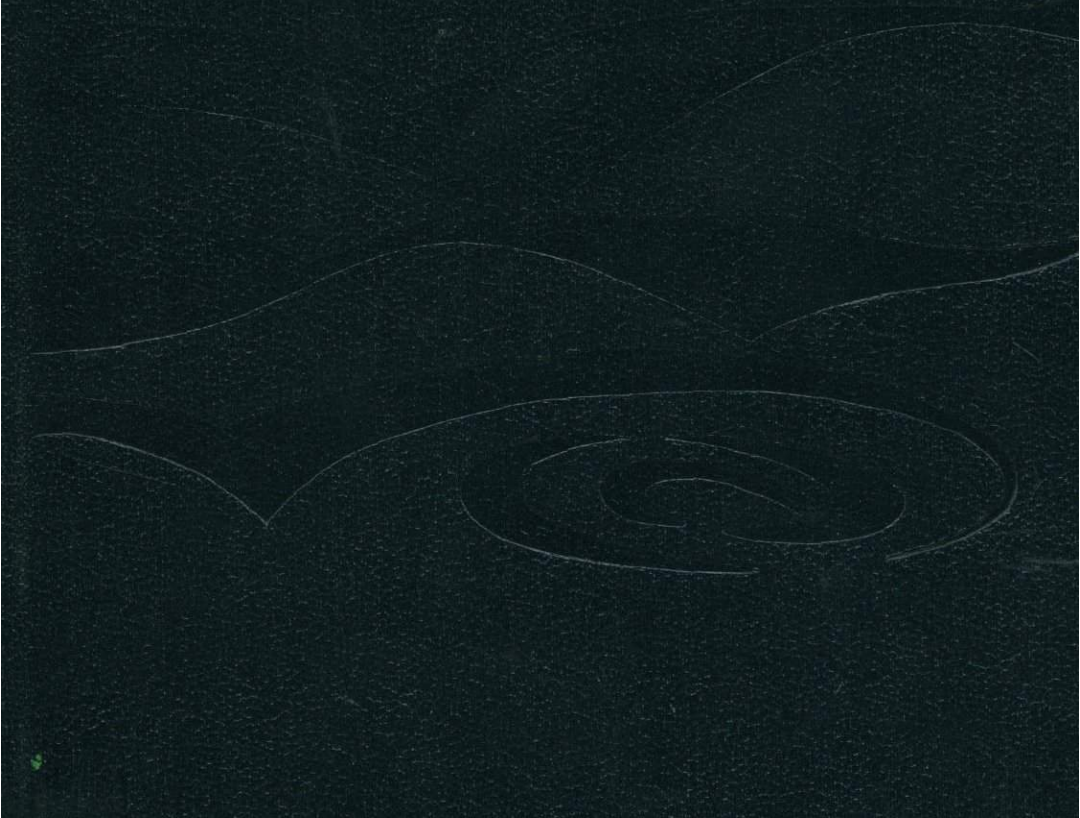


ПРОБЛЕМЫ
ИЗУЧЕНИЯ
КАРСТА
РУССКОЙ
РАВНИНЫ

А. Г. ЧИКИШЕВ



THE UNIVERSITY

PROBLEMS
OF THE
RESEARCH
PLANNING
KARST
STUDY



UNIVERSITY OF MICHIGAN LIBRARY



A.C. CHIKISHEV

PROBLEMS
OF THE
RUSSIAN
PLAIN
KARST
STUDY



MOSCOW UNIVERSITY PRESS · 1979

А.Г. ЧИКИШЕВ

ПРОБЛЕМЫ
ИЗУЧЕНИЯ
КАРСТА
РУССКОЙ
РАВНИНЫ

2858

ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА · 1979



УДК 551.44

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Московского университета

Ответственный редактор
профессор Н. А. ГВОЗДЕЦКИЙ

Рецензенты:

доктор географических наук,
профессор Г. Д. РИХТЕР,
доктор географических наук
С. С. КОРЖУЕВ

Чикишев Анатолий Григорьевич
ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ КАРСТА
РУССКОЙ РАВНИНЫ

Зав. редакцией И. И. Щехура
Редактор О. В. Апентьева
Мл. редактор Е. Н. Михеева
Художник В. В. Гарбузов
Художественный редактор Л. В. Мухина
Технический редактор Т. Е. Светличная
Корректоры И. А. Большакова, И. А. Мушеникова
Тем. план 1978 г. № 112 ИБ № 541

Сдано в набор 29.05.78 Подписано к печати
13.03.79 Л-73548 Формат 60×90^{1/16} Бумага тип. № 1
Гарнитура литературная. Высокая печать. Усл.
печ. л. 19,0 Уч.-изд. л. 22,11 Изд. № 159
Зак. 395 Тираж 800 экз. Цена 3 р. 70 к.

Издательство Московского университета.
Москва, К-9, ул. Герцена, 5/7.
Типография Изд-ва МГУ.
Москва, Ленинские горы

Чикишев А. Г.

Проблемы изучения карста Рус-
ской равнины. М., Изд-во Моск.
ун-та, 1979 г. 304 с., с ил. Библиогр.

В монографии рассмотрены вопросы общего,
регионального и специального карстования;
наибольшее внимание уделено методике карст-
ведческих исследований, анализу факторов кар-
стообразования, оценке интенсивности карстовых
процессов, системному исследованию карстовых
комплексов, структуре карстовых ландшафтов,
типологии, классификации, районированию карста.
Рассчитана на карстоведов, геологов, гео-
морфологов, географов.

Ч 20801—021
077(02)—79—112—78 2604050000

© Издательство Московского университета, 1979 г.

Важнейшая задача современного карстоведения — всестороннее изучение факторов карстообразования, а также ландшафтообразующей роли карста. Комплексный ландшафтно-географический подход к изучению карста как сложного природного явления был заложен еще в дореволюционных исследованиях, однако наиболее полно эта проблема решается в советское время.

Основоположник географического направления в карстоведении В. В. Докучаев (1878, 1883, 1950) впервые применил комплексный метод, позволяющий изучать карст в тесной связи с отдельными компонентами ландшафта. Он не только показал зависимость карста от природных факторов, но и выявил ландшафтообразующую роль карста, подчеркнув большое влияние его на рельеф, почвы, растительность и гидрографию района. Им отмечено своеобразие карстовых ландшафтов, и прежде всего их относительная сухость, поскольку «в местностях, где много провалов, вода часто уходит вглубь, в подземные камеры и каналы» (Докучаев, 1950, с. 134). В некоторых местах карстовые воронки собирают воду с площади 30 км² и более (Докучаев, 1878).

Влияние природных факторов на карст отмечено также Н. Н. Соболевым (1899а, 1899б), А. С. Козменко (1909, 1913) и А. А. Крубером (1915). Анализируя, в частности, роль рельефа и растительности в карстообразовании, А. С. Козменко отмечал, что карстовые провалы в северной части Среднерусской возвышенности чаще всего встречаются в ложинах, характеризующихся пологим и ровным дном, тогда как в крутых логах, где воды стекают стремительным потоком, они обычно отсутствуют. Находящийся в ложине лес «своей лесной подстилкой дает (при разложении) обильное количество углекислоты, способствующей, как известно, энергичному растворению известняков, своими же корнями умеряет быстроту стока вод по ложине и облегчает проникновение их вглубь» (Козменко, 1913, с. 8).

В советское время географическое направление наиболее широкое развитие получило в работах И. К. Зайцева (1940), Н. А. Гвоздецкого (1948а, 1949, 1950, 1954, 1958, 1972), О. Ю. Пославской (1949, 1963), А. В. Ступишина (1956, 1967), Д. С. Соколова (1962), Н. П. Торсуева (1964), А. Г. Чикишева (1964, 1969, 1970, 1972а, 1972б, 1973а, 1975), А. А. Колодяжной (1967, 1970),

Г. З. Кикнадзе (1972), З. К. Тинтилозова (1976) и многих других исследователей.

Особый интерес представляют исследования Н. А. Гвоздецкого (1948а, 1949, 1950, 1954, 1958, 1972), который впервые четко показал, что специфику географических исследований карста составляет всесторонний учет природной обстановки. В его работах содержится глубокий анализ влияния физико-географических условий на карст и дается теоретическое обоснование нового ландшафтно-географического направления в карстоведении. «Особенностью изучения карста с географических позиций является анализ истории его развития не только в геологическом, но также в геоморфологическом и палеогеографическом аспектах, глубокий учет влияния всех компонентов географического ландшафта на развитие карста и выяснение обратного влияния карста на географический ландшафт в целом» (Гвоздецкий, 1972, с. 10). Этому же посвящены специальные исследования А. Г. Чижишева (1967а, 1975, 1977, 1978).

Влияние комплекса географических особенностей территории наиболее сложно проявляется в карбонатном карсте, поскольку решающую роль в растворении карбонатных пород играет содержание в воде свободной углекислоты, которая определяется климатическими условиями, характером почв, растительности и т. д. Это подчеркнуто в работе Д. С. Соколова (1962), где он показал вертикальную зональность карстовых форм и длительность их развития. Основываясь на конкретных примерах, Д. С. Соколов вскрыл односторонность и ошибочность концепции «карстового цикла» В. М. Дейвиса и дал глубокий анализ явлений растворения и роли в них как самой воды, так и растворимых в ней веществ. Он впервые вскрыл причины различной растворимости кальцита и доломита, влияние на ее ход содержания в воде различных катионов и анионов, структуры водных молекул и трансляционного давления частиц водных растворов.

Специальные исследования роли природных компонентов и комплексов в карстообразовании пока не получили широкого распространения, накопленный материал не полностью систематизирован и характеризует лишь качественную сторону явления, слабо изучены многие основные закономерности взаимосвязи карста и природных компонентов ландшафта, ландшафтообразующая роль карста.

Под карстом мы понимаем как процесс выщелачивания и размыва горных пород природными водами, так и образующиеся при этом формы. Впервые эта точка зрения была высказана Ф. П. Саваренским (1935), который показал, что «под «карстом» разумеются явления, связанные с деятельностью подземных вод, выражающиеся в выщелачивании растворимых горных пород (известняков, доломитов, гипса) и образовании пустот (каналов, пещер в породе), сопровождающихся часто провалами и оседаниями кровли и образованием воронок, озер и других впадин на земной по-

верхности» (Саваренский, 1935, с. 178). Позже это представление было развито и наиболее полно обосновано Н. А. Гвоздецким (1954) и И. В. Поповым (1959).

В последнее время расширяются комплексные ландшафтно-географические исследования по оценке влияния природных компонентов и комплексов на карст и обратного влияния карста на ландшафт. Однако вопросы, связанные с изучением условий развития, типологии и районирования карста, количественной оценки интенсивности карстовых процессов, системного исследования карста, а также ландшафтообразующей роли и народнохозяйственного значения карста, до сих пор решены не полностью и в значительной мере дискуссионны. Эти вопросы рассматриваются в настоящей работе применительно к Русской равнине, во многих районах которой автор проводил комплексные карстоведческие и физико-географические исследования на протяжении почти 20 лет.

Обобщение сведений о карсте Русской равнины впервые выполнил А. А. Крубер (1901). Позже, уже в советское время, данные о карсте этой территории были обобщены М. А. Зубашенко (1939), А. Ф. Якушовой (1949), А. С. Барковым (1957) и Н. В. Родионовым (1963). В работе Н. В. Родионова подробно описаны геологические условия развития карста Русской равнины, отмечены особенности его распространения, проведено картографирование и районирование карста. Кроме этих сводных работ, охватывающих Русскую равнину в целом, имеется большая специальная литература по карсту отдельных ее частей. Однако приводимые в ней данные по содержанию и характеру весьма различны, причем карст нередко рассматривается без учета влияния на него всего комплекса природных факторов. Применение разных методов часто делает полученные результаты несравнимыми. Это осложняет анализ и обобщение карстоведческих материалов и создает большие трудности в установлении общих закономерностей развития и распределения карста на обширной территории Русской равнины, выделяемой в качестве особой карстовой страны. Необходимость создания монографического исследования, систематизирующего разрозненные материалы по карсту Русской равнины, очевидна.

В работе осуществлен ландшафтно-географический подход в исследовании карста, специфика которого заключается в выяснении всестороннего влияния всех компонентов природного комплекса на развитие данного явления и процесса и обратного влияния этого явления и процесса на ландшафт в целом. Ландшафтно-географический анализ карста связан с определенными трудностями, что обусловило определенную схематичность, а в отдельных случаях и неравномерность освещения рассматриваемых вопросов. Между тем хочется надеяться, что данная работа привлечет еще большее внимание исследователей к основным проблемам карстоведения Русской равнины, имеющим важное научное и прикладное значение.

Важнейшая задача карстоведения — изучение всестороннего влияния природных факторов на карст. Это позволяет с наибольшей глубиной исследовать особенности распространения и развития карста, генезис и структуру карстовых комплексов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ КАРСТА

Влияние геологического строения территории на особенности формирования карстовых ландшафтов исключительно велико. Многие исследователи показали, что, геологическое строение территории, состав и строение горных пород, характер тектоники, гидрогеологические условия и особенности перекрывающих рыхлых отложений играют существенную роль в карстообразовании.

Роль состава и строения горных пород. Интенсивность и характер карстовых процессов в значительной мере определяются особенностями литологии, трещиноватостью и пористостью горных пород, а также составом и мощностью залегающих на них рыхлых отложений.

Влияние литологии. Литологические особенности территории являются одним из основных условий карстообразования, поскольку границы возможного развития карстовых процессов определяются прежде всего распространением карстующихся толщ. Литология оказывает влияние на интенсивность карстовых процессов, морфологию и гидрографию карста. С ней в значительной мере связан облик карстовых ландшафтов (Гвоздецкий, 1954, 1972; Зубаченко, 1962).

Карстующиеся горные породы подразделяются на карбонатные (известняки, доломиты, мергели, писчий мел, мраморы, известковые туфы, травертины), сульфатные (гипсы, ангидриты) и галонидные (каменная соль, сильвинит и другие).

Наиболее широко распространены карбонатные породы. Главные породообразующие минералы карбонатных пород — кальцит, арагонит и доломит. Арагонит не устойчив. С течением времени он переходит в кальцит. Такие минералы, как магнезит, сидерит

и особенно анкерит, родохрозит, смитсонит и другие образуют редкие и обычно незначительные скопления (Вишняков, 1957). Среди осадочных отложений Русской платформы карбонатные породы занимают более половины.

Известняки состоят в основном из кальцита (CaCO_3). Мощность их изменяется в широких пределах, достигая иногда 2—3 км (Максимович, 1963). Известняки весьма разнообразны по составу, структуре и текстуре, что определяет крайне неравномерное их выщелачивание и «отражается на морфологии карстовых полостей и поверхностных форм» (Гвоздецкий, 1972, с. 117). Для известняков характерна слоистость, переходящая в некоторых разностях в плитчатость. Слоистость определяет анизотропность карбонатных массивов. Встречаются также массивные известняки с неясной слоистостью. К массивным известнякам относятся, например, рифовые известняки, отличающиеся полным или почти полным отсутствием слоистости (Приклонский, 1952).

Доломиты представлены в основном минералом доломитом (двойная углекислая соль кальция и магния — $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$). Для доломитов характерна значительная кавернозность, но развиваются также и крупные карстовые формы. В известковых доломитах и доломитовых известняках за счет преимущественного выщелачивания кальцита в качестве остаточного продукта образуется так называемая доломитовая мука, представленная в основном частицами доломита (87—99%) диаметром 0,25—0,01 мм. Она «залегает среди скальных карбонатных пород... в виде линз, прослоев и неправильных гнездообразных скоплений различной величины и формы» (Родионов, 1949, с. 149). По данным Ф. Ф. Лаптева (1939), доломитовые известняки растворяются быстрее, чем чистые известняки и доломиты.

Известняки и доломиты по химико-минералогическому составу и содержанию нерастворимых примесей подразделяются на ряд разновидностей (рис. 1), характеризующихся разными условиями карстообразования. С. Г. Вишняков (1957) подразделяет карбонатные породы на известняки и доломиты (нерастворимых примесей менее 5%), глинистые известняки и доломиты (нерастворимых примесей 5—20%), мергели и глинистые мергели (нерастворимых примесей 20—75%), известковистая глина и доломитистая глина (нерастворимых примесей более 75%). Наиболее интенсивно карстуются чистые, не содержащие нерастворимых примесей карбонатные породы. Развитие карста в мергелях отмечается лишь на участках интенсивной трещиноватости, поскольку в результате их выщелачивания накапливается значительное количество глинистого элювия, коагулирующего трещины и препятствующего циркуляции карстовых вод.

Мел — микрозернистая, слабо сцементированная порода, содержащая до 98% кальцита. Нерастворимый остаток, состоящий из глинистых минералов и кремнезема, обычно не превышает 1—2%, увеличиваясь местами до 5—7%. М. С. Швецов (1958) рас-

считывает мел как разновидность известняка. Мощность пластов писчего мела может достигать 100—200 м (Максимович, 1963, 1964, 1969а). В толще меловых отложений встречается «жидкий мел». Буровыми скважинами он вскрыт во многих районах Среднерусской и Приволжской возвышенностей. Плотный и разжиженный мел имеют примерно одинаковый химический состав, однако величина нерастворимого остатка разжиженного мела в шесть раз

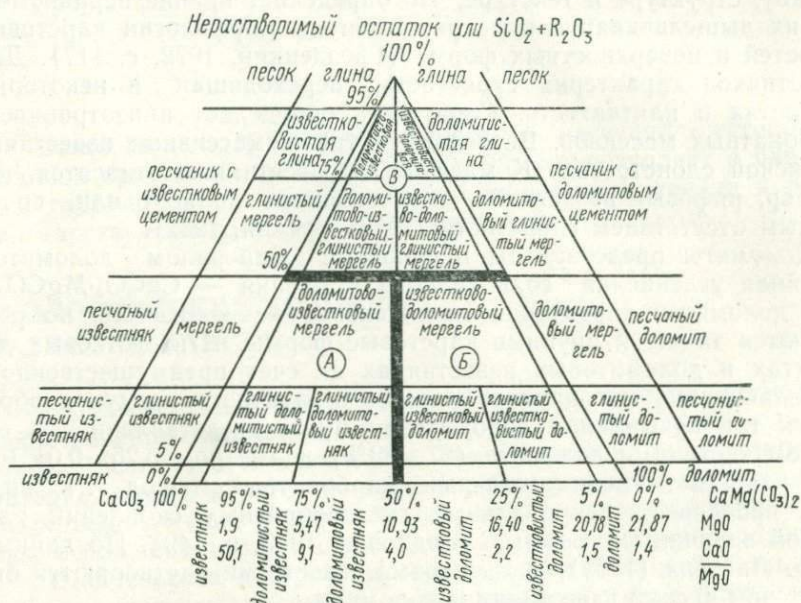


Рис. 1. Схема подразделения карбонатных пород (по С. Г. Вишнякову, 1957):

A — поле группы (семейства) известняковых пород; B — поле группы доломитовых пород; B — поле группы карбонатно-глинистых пород

больше, чем у плотного (Родионов, 1958, 1962, 1963). Происхождение «жидкого мела», нередко приуроченного к карстовым полостям, «возможно, связано с гуминовыми кислотами, проникающими из почвенного покрова по редким трещинам в относительно компактную меловую толщу» (Колодяжная, 1970, с. 112). По мнению Н. В. Родионова (1963), разжиженный мел возник из плотного в результате растворения подземными водами слабого карбонатного цемента. Лучше разжижаются те разности писчего мела, в которых нерастворимый остаток представлен глинистыми минералами, особенно монтмориллонитом.

Мел легко подвергается растворению и механическому разрыву, причем «механическое разрушение поверхности трещин в 4—6 раз интенсивнее, чем ее растворение» (Приклонский, 1952,

с. 125). Это нередко приводит к заилению трещин. Несмотря на значительную пористость, которая изменяется от 30—32 до 52—54% (чаще 40—45%), инфильтрационная способность меловых отложений мала (Приклонский, 1952; Попов, 1961), поэтому карстовые процессы развиваются лишь в зонах повышенной трещиноватости, где имеются наиболее благоприятные условия для циркуляции вод. Наибольшей растворимостью отличаются чистые, не содержащие глинистых примесей разности пещего мела.

Карст мела своеобразен. Он не всегда выражен также четко, как известняковый или гипсовый, поэтому в прошлом «некоторые исследователи вообще ставили под сомнение наличие карстовых явлений в меловых породах» (Родионов, 1962, с. 203). Еще совсем недавно В. А. Приклонский писал, что, «несмотря на трещиноватость, карст в мелу не обнаруживается» (1952, с. 121). Для мелового карста характерно также его неравномерное (спорадическое) распространение, причем набор карстовых форм, часто встречающихся единично, по сравнению с другими литологическими типами карста сужен (Зубаченко, 1953, 1962, 1966). Современный меловой карст представлен воронками, блюдцами, колодцами, котловинами, понорами, пещерами. Карры и поля в меловых отложениях отсутствуют (Максимович, 1964, 1969а). Пещеры встречаются редко и характеризуются небольшими размерами. Значительно распространен древний карст, представленный не выраженными в современном рельефе воронкообразными впадинами и котловинами, выполненными песчано-глинистыми отложениями палеогена и неогена.

Мрамор — это перекристаллизованный известняк. Он состоит преимущественно из крупных зерен кальцита. Особенности развития карста в мраморах и мраморизованных известняках изучены недостаточно.

Известковые туфы и травертины, сложенные в основном кальцитом, встречаются в виде покровов на участках выхода холодных и термальных источников. Они образуются в результате выпадения карбоната кальция из вод источников, вызванного нарушением карбонатного равновесия в воде при выходе ее на дневную поверхность в связи с быстрым изменением температуры и усилением турбулентного перемешивания воды. В Советском Союзе травертины термальных источников распространены на Кавказе и в Средней Азии, где они достигают мощности 35 м. На Русской равнине покровы известковых туфов мощностью до 8—10 м и площадью несколько гектаров широко распространены на склонах речных долин в Западной Башкирии и Подолии. Они характеризуются различной текстурой и макропористостью; в пределах одной залежи встречаются как плотные, так и сильно пористые рыхлые разности (Попов и др., 1975; Ломаев и др., 1975). Будучи продуктом глубинного карста, травертины и известковые туфы нередко подвергаются интенсивному выщелачиванию. В них образуются карры, воронки, ниши и пещеры длиной до 100 м.

Наряду с рассмотренными образованиями к карстующимся карбонатным породам относятся также *магнезиты* ($MgCO_3$) и *сидериты* ($FeCO_3$). В этих породах, в результате выщелачивания их поверхностными и подземными водами образуются воронки, поноры, слепые долины, ниши, полости и другие карстовые формы (Максимович, 1975).

Гипсы и ангидриты — осадочные горные породы, состоящие в основном из одноименных минералов, состава $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ и $CaSO_4$. Они встречаются преимущественно в виде пластов, достигающих мощности 100, реже 200 м (Максимович, 1963). Пласты гипса и ангидрита нередко разделены пропластками различных пород, особенно доломита. Гипсы и ангидриты отличаются значительной растворимостью, большой пластичностью, редкой трещиноватостью, малой пористостью, подверженностью гидратации и дегидратации. Основная масса их практически водонепроницаема.

Каменная соль состоит главным образом из минерала галита ($NaCl$). Она встречается в виде пластов, линз и огромных штоков (Швецов, 1958). Каменная соль, гипсы и ангидриты относятся к так называемым галогенным породам. Они возникли в аридных условиях при выпадении солей из насыщенных соляных растворов в озерах и морских лагунах (Иванов и Левицкий, 1960).

Гипсы, ангидриты и каменная соль по сравнению с карбонатными породами отличаются повышенной растворимостью. Однако в этих породах карст интенсивно развивается лишь в условиях активного водообмена. Вне зон трещиноватости сульфатные и галогидные толщи практически водонепроницаемы и монолитны, поэтому возрастает роль контактного выщелачивания. Так, на восточном склоне Уфимского плато «интенсивность развития карста в гипсоангидритовых породах по контакту с карбонатными породами в 10 раз больше, чем в гипсоангидритовых отложениях, расположенных восточней, и в 40 раз выше, чем в известняках, залегающих западней» (Турышев, 1962, с. 29). Кроме того, если в карбонатных породах карст нередко развивается на больших глубинах, то в сульфатных породах он отмечается преимущественно в самой верхней части карстующегося массива до уровня водоносного горизонта. «В литологически однородных толщах гипсов и ангидритов интенсивность развития карста ниже уровня водоносного горизонта резко затухает. Довольно часто на первом или на первых двух десятках метров глубже трещинно-карстовых вод она уменьшается в десятки и даже сотни раз, т. е. практически карстовый процесс прекращается» (Турышев, 1968, с. 65). При переслаивании сульфатных пород с карбонатными отложениями коэффициент внутренней закарстованности толщи значительно увеличивается. Вместе с тем на разной глубине гипсоангидритовых толщ, даже в монолитной массе породы, отмечаются небольшие (0,5—5 см) редкие каверны, связанные преимущественно с мелкими трещинами.

Растворимые горные породы широко распространены. По

данным М. М. Свитинг (Sweeting, 1972) около 17 млн. км² поверхности суши сложено карбонатными породами. По мнению Г. А. Максимовича (1963), обнаженные и погребенные карбонатные породы занимают площадь до 40 млн. км², гипсы и ангидриты — до 7 млн. км² и соли — до 4 млн. км², т. е. в общей сложности карстующимися породами сложено около 35% территории суши. В пределах Русской равнины, по нашим подсчетам, площадь карстующихся пород достигает 1 400 000 км², что составляет примерно 30% площади всей равнины. Однако на долю значительно закарстованной территории приходится лишь 144 000 км².

Влияние химического состава пород на активность карстового процесса и морфологию полостей было отмечено уже первыми исследователями, которые обратили внимание, в частности, на более интенсивное выщелачивание гипсов по сравнению с известняками (Варсанюфьева, 1915). Позже это было доказано многочисленными исследованиями и нашло свое теоретическое обоснование (Гвоздецкий, 1954, 1972; Соколов, 1962; Максимович, 1963; Чикишев, 1975).

На активность карбонатного карста оказывает влияние мощность карстующихся толщ. Наиболее активно карст развивается в мощных толщах карбонатных пород, где имеются условия для глубокого проникновения подземных вод.

Влияние трещиноватости пород. Трещиноватость растворимых горных пород, определяющая их водопроницаемость, — одно из основных условий развития карста. Сведения о трещиноватости карстующихся пород и роли трещин разного характера и происхождения в развитии карстовых процессов содержатся в работах А. С. Баркова, (1932), М. И. Давыдовой (1953), Н. А. Гвоздецкого (1954, 1972), А. Е. Михайлова (1956), Л. С. Кузнецовой (1962), Д. С. Соколова (1962), Г. А. Максимовича (1963), А. В. Ступишина (1967), Г. В. Чарушина (1963), А. Г. Лыкошина (1968), Л. Якуча (Jakucs, 1969, 1971), М. М. Свитинг (Sweeting, 1972), А. Г. Чикишева (1973а, 1975) и других исследователей.

Для оценки трещиноватости как фактора водопроницаемости горных пород наибольшее значение имеет степень раскрытия и скульптура поверхности (шероховатость) трещин. Степень раскрытия трещин определяется многими факторами, и прежде всего свойствами пород, тектоническими и денудационными процессами. Шероховатость стенок оказывает значительное влияние на движение воды в трещинах, причем это влияние тем больше, чем меньше степень раскрытия трещин. Экспериментальными исследованиями, однако, установлено, что в зоне полного насыщения свободное движение вод наблюдается даже в очень узких трещинах с раскрытием всего 0,5—2 мкм (Науменко, 1954). Правда, выше уровня подземных вод за счет действия капиллярных вод возможность движения воды по узким трещинам снижается. По происхождению различают следующие основные генетические типы

трещин: литогенетические, тектонические, трещины разгрузки и выветривания (Соколов, 1962).

Наибольшую роль в водопроницаемости горных пород и развитии карстовых процессов играют тектонические трещины, образующиеся под влиянием тектонических процессов и имеющие повсеместное распространение. Особенно интенсивная тектоническая трещиноватость отмечается в зонах сопряжений положительных и отрицательных структур, а также на участках тектонических и солянокупольных поднятий. В складчатых областях расположение тектонических трещин «не зависит от отдельных складок: группы полных складок секутся трещинами тех направлений, которые определяются общей формой всего поднятия в целом» (Белоусов, 1954, с. 444).

Для развития карстовых процессов важное значение имеют литогенетические трещины, которые образуются в осадочных породах при их усыхании, обезвоживании, уплотнении, в результате физико-химических превращений. Эти трещины подразделяются на диагенетические и эпигенетические. К диагенетическим трещинам относятся трещины напластования (параллельные напластованию) и внутрислойные трещины (наклонные или перпендикулярные к напластованию, но не выходящие за пределы отдельного слоя). Среди эпигенетических трещин выделяют трещины перекристаллизации, доломитизации и другие.

Литогенетические трещины имеют широкое распространение в карбонатных породах и почти не выражены в сульфатных и галлоидных в силу их высокой пластичности. Это несмотря на большую растворимость гипсов, ангидритов и каменной соли определяет слабое их выщелачивание, особенно в глубинных горизонтах земной коры, находящихся под большим давлением. Степень раскрытия литогенетических трещин находится в прямой зависимости от мощности пластов, чем объясняется меньшая закарстованность тонкоплитчатых известняков и доломитов по сравнению с толсто-слоистыми и массивными карбонатными породами. Литогенетические трещины в карбонатных породах обладают большой шероховатостью стенок (Новикова, 1951), что существенно сказывается на их водопроницаемости.

В развитии карстовых процессов наибольшую роль играют трещины напластования, раскрытие которых до глубины 100 м и более связано преимущественно с разгрузкой. Вдоль трещин напластования нередко происходит интенсивное выщелачивание карстующихся пород (рис. 2). Значение внутрислойных трещин более ограничено.

Трещины разгрузки образуются при снятии внутренних напряжений, обусловленных сжатием породы, вызываемым большим давлением вышележащих толщ или тектоническими причинами. Разгрузка напряжений определяет также расширение тектонических и литогенетических трещин, что еще больше увеличивает водопроницаемость карстующихся пород. Явления разгрузки отме-



Рис. 2. Развитие карстовых процессов вдоль трещин напластования на склоне карстового лога у дер. Дмитриево (Среднее Поволжье)

чаются в областях поднятий, где они особенно ярко выражены на участках речных долин и вдоль морских побережий. Ширина полосы, в пределах которой проявляется разгрузка, зависит от многих факторов и может достигать в отдельных случаях сотен метров. Большую роль в развитии карстовых процессов играют трещины бортового отпора (отседания, скола), развивающиеся параллельно простиранию крутых склонов и достигающие нередко большой глубины (Лыкошин, 1953). Раскрытие тектонических трещин под воздействием разгрузки, усиливающее циркуляцию подземных вод и активизирующее карстовые процессы, очевидно, еще более значительно, поскольку «такого типа раскрытая тектоническая трещиноватость наблюдается не реже, а вероятно, даже чаще, чем собственно трещины бортового отпора» (Гвоздецкий, 1966, с. 110).

На поверхности карстующихся массивов широко распространены также трещины выветривания. Нередко они развиваются вдоль тектонических и литогенетических трещин. «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» (Максимович, 1963, с. 42). На южных склонах сеть трещин выветривания значительно гуще, чем на северных. Это связано с различиями суточных колебаний температуры на склонах разной экспозиции, что сказывается на особенностях расширения и сжатия горных пород.

Частота и характер трещин выветривания зависит от состава и структуры карстующихся пород. Нередко они формируют затейливую сеть разрывов разной густоты, ширины и протяженности. Глубина трещин выветривания может достигать 30—50 м, что способствует проникновению вод в толщу пород и активизации карста. Сочетание вертикальных и горизонтальных трещин создает сложную систему трещиноватости карстующихся массивов Русской равнины, которая тесно связана с разломами кристаллического фундамента платформ. Особенно широко карст развит в зонах сопряжения крупных тектонических структур, отличающихся интенсивной трещиноватостью пород и обильным притоком агрессивных поверхностных и подземных вод, а также в сильно трещиноватых присводовых частях положительных структур. Карстовые образования на участках тектонических разрывных нарушений характеризуются обычно линейным расположением.

Влияние пористости пород. Существенное влияние на водопроницаемость пород оказывает их пористость, достигающая иногда значительного развития. Различают пористость первичную и вторичную. Первичная пористость возникает в породе

во время седиментации и диагенеза, а вторичная — в процессе изменения уже сложившейся породы, т. е. на стадиях эпигенеза и выветривания. Считают, что основную роль в развитии вторичной пористости играют процессы выщелачивания, протекающие выше уровня подземных вод. Однако наиболее интенсивно вторичная пористость развивается не в зоне аэрации, а в зоне «насыщения, где непрерывно циркулируют пресные гидрокарбонатные воды» (Соколов, 1962, с. 193).

Пористость и связанная с нею водопроницаемость зависят от состава пород и их генезиса. Различают микропористые, макропористые и кавернозные породы (Вишняков, 1957). Среди карстующихся образований наименьшей пористостью отличаются гипсы, ангидриты, каменная соль и хемогенные известняки, а также мраморы, которые в условиях большого давления и высоких температур подверглись перекристаллизации. Напротив, органические известняки и диагенетические доломиты характеризуются значительной пористостью, которая в отдельных случаях может достигать десятков процентов. Низкая пористость сульфатных, галондных и метаморфических карбонатных пород является одной из основных причин их слабой закарстованности в глубине массивов.

Влияние покровных отложений. В областях открытого карста активность процессов выщелачивания карстующихся пород в значительной мере зависит от мощности и состава рыхлых покровных отложений, определяющих условия инфильтрации природных вод. Впервые на это обратил внимание выдающийся русский ученый В. В. Докучаев, который еще в конце XIX в. показал, что в пределах Приволжской возвышенности карстовые провалы наиболее широко распространены «в таких местностях, где встречено и наибольшее число выходов... известняков и где пестроцветные породы не особенно мощны», с увеличением же мощности покровных отложений «провалы делаются менее типичными и попадают реже» (Докучаев, 1950, с. 443). Роль литологических особенностей рыхлых отложений была отмечена Н. Н. Соболевым (1899а), установившим, что карст на Онежско-Двинском водоразделе встречается лишь на участках, где карбонатные породы перекрыты водопроницаемыми валунными и кварцевыми песками. В местах, где распространены глинистые отложения, карст отсутствует.

Интересные данные о влиянии покровных отложений на развитие карста получены В. М. Соколовой (1955). Ею установлено, что неравномерность распределения карста в Южно-Пьянском районе Горьковской области определяется изменчивой мощностью татарских отложений, прикрывающих карбонатно-сульфатную толщу. С уменьшением мощности рыхлых отложений и увеличением их водопроницаемости интенсивность карстовых процессов возрастает. Аналогичная закономерность была выявлена также другими исследователями. Поэтому вывод А. Ф. Якушовой (1949)

о том, что геологические и гидрогеологические исследования указывают на отсутствие прямой связи интенсивности карста с мощностью покровных отложений нельзя признать обоснованным.

Особенно велико значение рыхлых покровных отложений в более засушливых южных районах Русской равнины, где широко развит меловой карст, характеризующийся рядом специфических особенностей. На крутых участках обнаженного мела, лишенных растительности, дождевые и талые снеговые воды быстро стекают вниз по склону или испаряются, не успев просочиться в глубь массива. Это не способствует развитию здесь карстовых процессов. Напротив, в местах распространения почвенного покрова и рыхлых осадочных отложений инфильтрующиеся воды быстро достигают поверхности мела и по трещинам проникают в толщу меловых пород, что активизирует карстовые процессы. Там, где распространены пески, карстовые процессы в меловых породах могут развиваться под толщей рыхлых отложений мощностью до 40 м (Белокопытов, 1966; Морозов, 1966).

Мощность и состав рыхлых покровных отложений определяют также морфологическое своеобразие карстовых образований. В Среднем Поволжье, например, по исследованиям А. В. Ступишина (1967), на участках, где рыхлые отложения характеризуются небольшой мощностью, формируются обычно мелкие блюдцеобразные воронки, что связано с ускоренным выполаживанием склонов. В песчаных толщах карстовые воронки длительное время сохраняют конусовидную форму, тогда как в глинистых отложениях они быстро приобретают чашеобразную. Таким образом, мощность и состав рыхлых покровных отложений играют важную роль в карстообразовании. В целом можно сказать, что с уменьшением мощности рыхлых отложений и увеличением их водопроницаемости отмечается усиление карстовых процессов. В то же время на участках, лишенных покровных отложений, особенно в засушливых областях, интенсивность карстовых процессов уменьшается.

Роль тектоники в карстообразовании. Структурно-тектонические особенности территории оказывают существенное влияние на развитие поверхностных и подземных карстовых форм. На это обратил внимание еще А. А. Крубер, который писал, что «интенсивность коррозионной работы зависит... от степени трещиноватости горной породы, а следовательно, косвенно, и от интенсивности дислокационных процессов, которым подверглась данная местность» (Крубер, 1915, с. 277). Важное карстообразующее значение имеют также неотектонические движения. Восходящие движения земной коры сопровождаются оживлением карстовых процессов, а нисходящие приводят к ослаблению карстообразования.

Влияние тектонических структур. Особенности распространения карста в значительной мере предопределены структурно-тектоническими условиями (Николаев, 1946б; Ива-

нов, 1956; Максимович, 1963; Лаптева, 1970; Кижнадзе, 1972), которые контролируют характер питания, циркуляции и разгрузки подземных вод, а также определяют характер трещиноватости горных пород.

Области питания подземных напорных вод приурочены обычно к антеклизам, тогда как области разгрузки тяготеют к синеклизам. Карстовые процессы наибольшее развитие получают в районах антиклинорных структур, где отмечается значительная инфильтрация и инфлюация выпадающих атмосферных осадков и поверхностных потоков. В областях напора артезианских вод, на крыльях положительных структур, где карстующиеся породы нередко перекрыты мощной толщей рыхлых отложений, развиваются преимущественно подземные карстовые формы. На участках разгрузки подземных напорных вод карст имеет ограниченное распространение, поскольку выходящие на поверхность воды мало агрессивны. Более того, здесь иногда происходит выпадение из воды карбоната кальция и образование травертинов. В эту общую схему нередко существенные изменения вносят литологические особенности территории и характер трещиноватости пород, которые накладываются на структурно-тектонический фактор.

На интенсивность карстовых процессов значительное влияние оказывает характер залегания пород. По мнению Н. И. Николаева (1946б), наклонное залегание пластов определяет наиболее благоприятные условия для развития карста, так как способствует выходу на поверхность легко растворимых пластов и глубокому проникновению вод в толщу карстующихся образований. В то же время наклонное залегание пород «ограничивает территориально области распространения карста», а горизонтальное, «или почти горизонтальное залегание слоев при определенных системах дренажа обеспечивает чрезвычайно широкую циркуляцию вод в боковом направлении... создает условия и для развития подземных форм карста» (Гвоздецкий, 1972, с. 130).

Влияние тектонических структур на развитие карста в значительной мере проявляется через трещиноватость горных пород. Наиболее интенсивная тектоническая трещиноватость отмечается в зонах сопряжений крупных положительных и отрицательных структур, на участках локальных платформенных дислокаций, а также солянокупольных поднятий, что благоприятствует широкому развитию здесь карстовых процессов. Последние особенно активны на сводах и крыльях антиклинальных, брахиантиклинальных и солянокупольных структур, где толщи карстующихся пород ослаблены тектонической трещиноватостью.

Связь между тектоническими структурами и карстовыми формами установлена во многих карстовых районах Русской равнины. Примером влияния тектонической структуры на карст может служить район Угловки (Валдайская возвышенность), где прослеживается выступ коренных пород нижнего карбона, ограниченный на севере и на юге широкими депрессиями. Поверхность

известняков в депрессиях ниже карбонатного выступа на 30—40 м, что определяет существенные различия в распределении карста и карстовых ландшафтов. Если в пределах выступа, где близко к поверхности подходят карбонатные породы, широко развит карст и распространены преимущественно сухие лога, то в пределах депрессий карст отсутствует и они заняты обширными верховыми болотами (Чижишев, 1971а).

Структурно-тектонические условия влияют также на морфологию карстовых образований. По наблюдениям З. В. Яцкевич (1937), на Индерском поднятии, сложенном сульфатными отложениями, выходящими местами на поверхность, карстовые воронки на участках «моноклиналиного падения пород... имеют асимметричный профиль, причем пологий склон соответствует падению пластов» (Яцкевич, 1937, с. 951).

Таким образом, условия залегания карстующихся пород существенно влияют на размещение поверхностных и подземных карстовых форм. Анализ особенностей распространения карста показывает приуроченность его преимущественно к положительным тектоническим структурам, где в связи с меньшей мощностью рыхлых отложений, снесенных процессами денудации, повышенной трещиноватостью пород и лучшими условиями оттока вод создаются наиболее благоприятные условия для развития карста. В пределах отрицательных структур развитию карста мешает большая толща рыхлых отложений, незначительное врезание рек и слабая трещиноватость пород, вызванная опусканием участка в область высоких давлений.

Влияние неотектонических движений. Новейшие дифференцированные тектонические движения определяют особенности территориального развития карста. На возвышенных поднимающихся участках интенсивно развиваются эрозионные и карстовые процессы. На тектонически опущенных участках, испытывающих дальнейшее опускание, эрозионные врезы не достигают карстующихся отложений, что ослабляет развитие карста. На территории Русской равнины выявлена значительная дифференциация современных вертикальных движений, амплитуда которых изменяется от $-11,8$ мм (Печорская низменность) до $+9,5$ мм (Приднепровская возвышенность) (Либиенберг и др., 1972).

Важную роль неотектонических движений в перераспределении подземных вод и развитии карста подчеркнул Б. Н. Иванов (1961), выделивший на территории Украины зону интенсивных поднятий (Горный Крым, Карпаты), зону слабых устойчивых поднятий (Закарпатье, Прикарпатье, Украинский кристаллический щит, Донецкий кряж) и зону замедленных дифференцированных поднятий (Причерноморская впадина, Равнинный Крым), в пределах которых рассмотрел признаки новейшего карстообразования. В зависимости от направленности новейших тектонических движений Б. Н. Иванов различает активную и пассивную современные фазы карстования, которые, в свою очередь, подразделяются на стадии.

В активную фазу в связи с развитием тектонической трещиноватости, «углубляется зона вертикальной циркуляции, промываются полости предшествующего по времени заполнения, снижаются местные базисы карстования и зоны разгрузок карстовых вод» (Иванов, 1961, с. 248). Напротив, при переходе к пассивной фазе карстования карбонатные породы кольматируются рыхлыми образованиями и циркуляция карстовых вод прекращается.

Таким образом, сложные дифференцированные новейшие тектонические движения земной коры, получающие четкое геоморфологическое выражение в рельефе, играют значительную роль в карстообразовании, определяя особенности развития и распространения карста.

Роль подземных вод в карстообразовании. Проблема гидрографии карста до последнего времени привлекает внимание исследователей. Еще в начале XX в. было высказано две противоположные точки зрения о характере циркуляции подземных вод в карстовых массивах. Одни исследователи (Grund, 1903; и др.) доказывали наличие в карстовом массиве общего уровня подземных вод, другие (Katzer, 1909; и др.) говорили об обособленных подземных карстовых водоотоках, не образующих сплошного водоносного горизонта. А. А. Крубер (1913), детально проанализировав различные точки зрения и опираясь на материалы своих исследований карста Горного Крыма, пришел к следующему выводу: «... как в глубоком, так тем более и в мелком карсте грунтовые воды или существуют в нормальном виде, или имеется тенденция к нормальному развитию грунтовых вод, встречающая, однако, препятствия со стороны» ряда факторов (Крубер, 1913, с. 297). Близкая точка зрения была высказана В. А. Варсанофьевой, которая отметила, что «в карстовых областях безусловно существуют грунтовые воды, уровень которых часто можно проследить на значительном протяжении. Но, вместе с тем, наряду с этой общей массой грунтовых вод, представляющей из себя одно неразрывное целое, надо отметить существование обособленных, ничем не связанных с ней водоотоков» (Варсанофьева, 1915, с. 62).

В последнее время на основе исследований карста Горного Крыма, который относится к наиболее полно изученной карстовой провинции Советского Союза, доказывается, что «сплошное прокарстование верхнеюрских известняков до водоупора является скорее исключением, чем правилом... В разбитой на блоки моноклинально залегающей карбонатной толще не существует в настоящее время и не существовало на протяжении плиоцена — антропогена ни повсеместного обводнения, ни единого уровня карстовых вод. Участки современной обводненности и наиболее интенсивно развитого глубинного закарстования локализируются в трещинных зонах вдоль крупных разрывных нарушений... Для большинства горных массивов Крыма можно считать доказанным существование изолированных трещинно-карстовых водоотоков...» (Дублянский, 1968, с. 294).

На основе исследования карстовых районов Русской равнины мы пришли к выводу, что в равнинных условиях подземные карстовые воды нередко образуют сплошной водоносный горизонт, причем нисходящие инфильтрационные воды, достигнув уровня подземных вод, растекаются к периферии карстового массива. Примером может служить Ижорская возвышенность, где ордовикские и силурийские отложения имеют общий горизонт подземных вод, залегающий на глубине 10—15 м. Зеркало подземных вод в основном повторяет современный рельеф поверхности, наиболее высокое его положение отмечается в центральной повышенной части Ижорской возвышенности. Средний гидравлический уклон составляет 0,002—0,003. Скорость движения подземных вод в ордовикских известняках изменяется от 500 до 778 м³/сут. В течение года устанавливается два максимума и два минимума в уровне подземных вод. Максимальные отметки уровня наблюдаются весной и осенью, а минимальные — летом и зимой. Питание подземных вод осуществляется путем инфильтрации и инфлюации атмосферных осадков по трещинам и карстовым полостям. Особенно велика роль инфлюационных и инфильтрационных вод в весенний период, когда талые снеговые и дождевые воды интенсивно поглощаются карстовыми воронками и трещинами. Разгрузка подземных вод происходит в окраинных частях возвышенности, где отмечаются многочисленные карстовые источники, располагающиеся иногда группами. В то же время во многих карстовых массивах Русской равнины, несмотря на сравнительно небольшую высоту поверхности, широко распространены изолированные подземные водотоки, не образующие сплошного водоносного горизонта. Такие обособленные, не связанные друг с другом и с грунтовыми водами водотоки отмечены нами, например, на Валдайской возвышенности (р. Понеретка).

Проникающие в карстовые массивы по трещинам и тектоническим нарушениям атмосферные воды характеризуются сначала преимущественно вертикальным движением. Достигнув водоупора или местного базиса эрозии, они приобретают горизонтальное движение и текут обычно по падению пластов горных пород. Часть воды просачивается в глубокие горизонты и формирует региональный сток. Следовательно, движение подземных вод, играющих важную роль в карстообразовании, строго подчиняется вертикальной гидродинамической зональности. Д. С. Соколов (1962) выделил четыре гидродинамические зоны: аэрации, сезонного колебания, полного насыщения и глубинной циркуляции. Первые три зоны были установлены еще Цвийичем (Cvijić, 1918). Г. А. Максимович (1962, 1963) предложил более дробную схему вертикальных гидродинамических зон карстовых вод: поверхностной циркуляции, вертикальной нисходящей циркуляции, периодического колебания уровня карстовых вод (переходная), горизонтальной циркуляции, сифонной циркуляции, поддолинной (подрусловой) циркуляции и глубинной циркуляции. В пределах зоны вертикальной нисходящей циркуляции он выделяет подзону всячих

потоков. По мнению Д. С. Соколова, зона сифонной циркуляции «является частным локальным случаем движения карстовых вод в напорной системе массива» (Соколов, 1962, с. 211). Образующиеся в разных гидродинамических зонах карстовые формы отличаются друг от друга генетически и морфологически (Максимович, 1963; Тинтилозов, 1975).

Зона аэрации охватывает самую верхнюю часть литосферы. Нижней границей ее является наивысший уровень подземных карстовых вод. Мощность зоны аэрации определяется геологическим строением территории, особенностями рельефа и климата. На слабо расчлененных равнинных участках она обычно не превышает 50—100 м, тогда как в горных областях в отдельных случаях может достигать 1000—2000 м и больше. В зоне аэрации преобладают нисходящие движения карстовых вод (по Г. А. Максимовичу, зона вертикальной нисходящей циркуляции), питающихся за счет инфильтрационных и инфлюационных метеорных и поверхностных вод. В некоторых карстовых районах Русской равнины выпадающие атмосферные осадки почти полностью поглощаются понорами и воронками. Особенно большое количество инфлюационных вод в толщу карстующихся пород поступает весной, в период снеготаяния. Летом в связи с расходом воды на испарение и транспирацию выпадающие атмосферные осадки почти не участвуют в питании подземных вод. Это определяет сезонную ритмичность в интенсивности карстовых процессов.

Вследствие неоднородной водопроницаемости карстующихся толщ и наличия в них местных водоупоров в зоне аэрации на отдельных участках встречаются обособленные потоки висячих карстовых вод, выходящих на поверхность в виде небольших источников. Режим этих потоков резко непостоянен. Он зависит от особенностей водоупора и характера инфильтрации атмосферных вод. Наиболее благоприятные условия для образования висячих карстовых вод наблюдаются в районах интенсивных молодых поднятий, расположенных в гумидных областях (Соколов, 1962). Поступающие в зону аэрации пресные воды весьма агрессивны по отношению к карстующимся породам. Это определяет интенсивное развитие карста, характеризующегося резко выраженной пространственной неравномерностью, связанной с вертикальной анизотропией карстующейся толщи и с влиянием древней закарстованности.

Кислотность атмосферных и инфильтрационных вод при их взаимодействии с растительностью и почвами многократно меняется. Однако, попадая в толщу карбонатных отложений, эти воды довольно быстро теряют агрессивные свойства и становятся щелочными гидрокарбонатно-кальциевыми. Значительное насыщение вод происходит уже на поверхности массива или в его самой верхней части (Колодяжная, 1970; Pulina, 1971; Gams, 1973). По наблюдениям Д. Ш. Габечава, «при скорости фильтрации в 0,06 см/с по трещине с раскрытием 0,014 см атмосферная вода независимо

от минералогического состава карбонатных пород насыщается, пройдя в ней в среднем 1,20—1,30 м» (Габчева, 1973, с. 19). На Долгоруковском массиве (Горный Крым) вертикальный градиент выщелачивания инфильтрационными водами для первых 100 м известняковой толщи составляет 127 мг/100 м, а «для последующих 500—600 м — всего 8—11 мг/100 м» (Дублянский, Шутов, 1972, с. 75). Следовательно, по этим данным, наиболее интенсивно выщелачивание известняков происходит в зоне аэрации, где дождевые и снеговые воды имеют низкую минерализацию и высокую агрессивность. Ниже, в зоне сезонных колебаний, карстовые процессы ослабевают, причем здесь эрозия начинает преобладать над коррозией.

Особенно быстро природные воды теряют свою агрессивность при взаимодействии с сульфатными породами, в значительной мере насыщаясь сульфатом кальция уже в зоне вертикальной циркуляции и на уровне водоносного горизонта они «почти полностью теряют свою агрессивность по отношению к гипсу» (Турышев, 1962, с. 31). По исследованиям В. С. Лукина (1964), коэффициент подземной закарстованности сульфатных пород в Кунгурском районе (Уфимское плато) изменяется от 2 до 10%, тогда как коэффициент поверхностной закарстованности достигает 20—25%. Действительно, быстрое насыщение природных вод карбонатом или сульфатом кальция, казалось бы, должно приводить к почти полной потере их агрессивности уже в зоне аэрации. Между тем, наиболее интенсивно карстовые процессы протекают в зоне горизонтальной циркуляции, где формируются особенно крупные карстовые полости. Это связано, с одной стороны, с широким развитием наряду с растворением процессов механического размыва пород текущими водами, а с другой — важной ролью коррозии смешивания.

Зона сезонного колебания занимает промежуточное положение и в зависимости от изменения уровня подземных вод относится то к зоне аэрации, то к зоне полного насыщения. Это обуславливает периодическую смену вертикальной и горизонтальной циркуляции вод в пределах данной зоны. Мощность зоны сезонного колебания изменяется в значительных пределах (от 0,2 до 100 м и более) и зависит преимущественно от особенностей климата (прежде всего от количества осадков и распределения их во времени), от характера рельефа и степени закарстованности массива (Максимович, 1963).

Зона полного насыщения имеет наибольшее значение для развития карста. Она характеризуется постоянным, чаще всего почти горизонтальным движением карстовых вод в сторону речных долин, врезанных в толщу карстующихся пород. Гидравлические уклоны поверхности карстовых вод могут изменяться, однако, в значительных пределах (от 0,001 до 1,2). В глубоких горизонтах по мере приближения к дрене воды приобретают обычно восходящее движение. Положение нижней границы зоны оп-

ределяется морфоструктурными и климатическими особенностями территории. Оно зависит преимущественно от характера водопроницаемости карстующихся образований и степени расчлененности рельефа.

Мощность водоносного горизонта в значительной мере зависит также от литологии. В гипсах и ангидритах мощность водоносного горизонта обычно мала, но высока степень сосредоточенности подземного стока. В известняках же и доломитах водоносный горизонт часто измеряется сотнями метров, характерна при этом тесная гидравлическая связь отдельных подземных гидрогеологических бассейнов (Турышев, 1968).

Карстовые воды зоны полного насыщения характеризуются высокой растворяющей способностью, определяемой активным водообменом и значительными скоростями движения (до 0,3 м/с и более). На изменение агрессивности фреатических вод существенное влияние оказывает распределение гидростатического давления в карстовом водоносном горизонте, которое не всегда распространяется на всю его толщу, что способствует образованию ярусно расположенных систем давления с самостоятельным гидравлическим режимом. Слияние или обособление этих систем в зависимости от особенностей питания водоносного горизонта отражается на процессах растворения и переноса углекислоты и может способствовать увеличению агрессивности подземных вод (Bulgar, 1975). Наличие постоянного газообмена в карстовом водоносном горизонте, в связи с изменением гидростатического и гидродинамического давления, указывает на сохранение агрессивности фреатических вод и интенсивное развитие карстовых процессов в зоне горизонтальной циркуляции подземных вод.

Карстовые процессы в зоне полного насыщения отличаются сезонной и пространственной неравномерностью. Сезонная неравномерность связана преимущественно с изменением скорости движения подземных вод, зависящей от колебания уровня воды, а следовательно, от особенностей климата и геологического строения. С увеличением закарстованности массива сезонная неравномерность процессов выщелачивания становится менее выраженной.

Пространственная неравномерность проявляется в снижении закарстованности с глубиной и, напротив, в увеличении ее на участках, примыкающих к речным долинам. Это связано в основном с изменением трещинной водопроницаемости и агрессивности карстовых вод. В местах повышенной тектонической трещиноватости и разрывных нарушений указанные общие закономерности развития карста не проявляются, поскольку здесь сильно закарстованные участки нередко встречаются на большом удалении от дренирующих систем, а также на большой глубине (Соколов, 1962). Примером может служить выровненный водораздел рек Суворощь и Тетрух (Владимирская область), где широко распространены крупные карстовые провалы, приуроченные к тектоническим трещинам. Наиболее крупный из них Пивоваровский про-

вал имеет диаметр около 85 м и глубину до 40 м. Формирование его связано с многократным обрушением кровли над подземной полостью, выработанной вдоль тектонического нарушения. Указанные общие закономерности карста не отмечаются также и на участках молодых врезов, где подземные воды вблизи дрены еще не получили наиболее интенсивного движения, что, в свою очередь, не привело к вертикальной и горизонтальной дифференциации в развитии карста. Интересен в этом отношении участок Витебских порогов на Западной Двине (пос. Руба), исследованный Н. М. Болотиной и Д. С. Соколовым (1954). Здесь кавернозность верхнедевонских доломитов, связанная с выщелачиванием породы медленно циркулирующими пластовыми подземными водами, с глубиной и при удалении от речной долины не уменьшается, поскольку развитие ее проходило на протяжении длительного геологического времени вне сферы дренирующего воздействия современной гидрографической сети, неглубоко (1—1,5 м) врезавшейся в толщу кавернозных доломитов лишь в последнедевонское время. Общие закономерности карста еще не успели найти здесь своего выражения.

Зона глубинной циркуляции¹ характеризуется сложным направлением движения подземных вод, которое определяется преимущественно тектонической структурой, удаленностью от районов питания и разгрузки, а также проницаемостью пород. В пределах зоны наблюдается закономерная смена с глубиной гидрокарбонатных вод сульфатными, а затем хлоридными.

Вследствие слабого водообмена и крайне медленного движения артезианских вод² карстовые процессы в зоне глубинной циркуляции отличаются сравнительно малой активностью. В отдельных местах, однако, встречаются значительно закарстованные участки. На Русской равнине в пределах Уфимского плато и Бугульминско-Белебеевской возвышенности в карбонатных породах каменноугольного и девонского возраста карстовые полости высотой до 3 м были выявлены до глубины 1700—2200 м. В Равнинном Крыму в карбонатных породах верхнего мела они отмечены на глубине от 900 до 2800 м (Иванов, Мелешин, 1975). Самая глубокая в мире карстовая полость выявлена бурением у пляжа Варадеро (Куба) на глубине 2952 м (Núñez Jiménez, Echevarría, 1973).

Наличие карстовых форм на больших глубинах одни исследователи (Соколов, 1962; Гвоздецкий, 1954) связывают с растворением карбонатных пород в результате медленной глубинной миграции подземных вод по направлению к областям разгрузки,

¹ Г. А. Максимович (1963) подразделяет эту зону на три самостоятельные гидродинамические зоны вод палеокарстовых пустот: глубинной циркуляции, глубинной замедленной циркуляции и древних карстовых полостей и каверн с весьма слабо подвижными рассолами.

² Так, скорость движения подземных вод в девонских отложениях Татарии на глубинах более 1000 м составляет 12,77 см/год (Кавеев, Васильев, 1955).

другие исследователи (Гуревич, 1947; Якушова, 1949; Станкевич, 1970) — с древними эпохами карстообразования и последующим опусканием территории, а третьи (Турышев, 1965) — с раскрытием древних карстовых полостей, находящихся на большой глубине, за счет растворения и выноса из них гипсового заполнителя. Эти факторы обуславливают формирование глубинных карстовых форм различного происхождения. По нашему мнению, глубинные карстовые формы являются в значительной мере древними палеокарстовыми образованиями, однако наличие на больших глубинах в трещиноватых растворимых породах циркуляционных вод указывает на развитие в них современных процессов выщелачивания. Это подтверждается также исследованиями А. В. Ступишина (1967).

Зона вертикальной восходящей циркуляции отличается постоянным восходящим движением подземных вод (Максимович, 1962). С глубинными восходящими термальными и минеральными водами связан гидротермокарст. Растворы, определяющие его развитие, имеют различный генезис. Это «не только магмогенные и метаморфогенные (возрожденные) воды, но и... седиментационные и даже современные воды глубинной циркуляции атмосферного происхождения» (Максимович, 1969а, с. 422). Гидротермокарст образуется преимущественно в карбонатных, реже в сульфатных породах. Карстовые формы, связанные с восходящими подземными водами, отмечены во многих районах Русской равнины.

Роль геохимических процессов в карстообразовании. Влияние геохимических процессов, протекающих в земной коре, изучено недостаточно полно. В зоне постоянного водообмена активизации карста способствует окисление сульфидов с образованием серной кислоты, повышающей агрессивность подземных вод. Сульфиды широко распространены в земной коре и приурочены к отложениям разного возраста.

Карстовые процессы особенно активны на участках, где подземные воды обогащаются серной кислотой, образующейся при разложении сульфидов. Эти процессы изучались нами на Эстонском месторождении горючих сланцев (Чикишев, 1972а). Толща карбонатных пород, в нижней части которой залегает пачка горючих сланцев, разбита многочисленными тектоническими трещинами. Циркулирующие по ним атмосферные воды, насыщенные кислородом, обуславливают окисление сульфидов и образование серной кислоты, которая, воздействуя на карбонатные породы, определяет их быстрое разрушение. Лабораторно-экспериментальные работы, проведенные А. А. Колодяжной (1970), показали, что растворимость известняка на контакте с сульфидной рудой возрастает более, чем в 10 раз. Другим источником формирования серной кислоты, повышающей агрессивность природных вод, является самородная сера, имеющая широкое распространение в горных породах. В кавернах, образующихся в карбонатных поро-

дах в результате растворения их агрессивными сернокислыми растворами, нередко откладывается вторичный гипс, что можно наблюдать, в частности, в кернах серусодержащего известняка на Раздольском месторождении (Подолія).

Процесс окисления сульфидов, контактирующих с карбонатными породами, сопровождается также формированием углекислоты, которая еще больше увеличивает агрессивность подземных вод. Углекислые минеральные воды на Русской равнине выходят, в частности, близ г. Хмельницка в Винницкой области. Они содержат до 600 мг/л углекислоты и характеризуются гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатным составом. Происхождение CO_2 в этих водах Ю. Г. Герасимов и др. (1963) связывают с окислением сульфидов, вкрапленных в граниты и мигматиты, контактирующие с гранитной брекчией в карбонатном цементе, а также с разложением торфяно-болотных отложений в бассейне Южного Буга, где инфильтрационные воды обогащаются углекислотой, образовавшейся за счет биохимических процессов. Углекислота выделяется и при взаимодействии известняков с подземными водами, содержащими серную кислоту (Колодяжная, Кроль, 1958).

Углекислота образуется также на участках окисления каменных углей и нефтяных залежей. Так, в подземных водах Лисичанского каменноугольного месторождения Донбасса среди растворенных в них газов на долю углекислого газа приходится 47%, а в подземных водах Сарабикуловской, Шугуровской и Бавлинской нефтяных площадей на глубине 46 м—60% (Колодяжная, 1970). Окисление углеводородов нефтяных месторождений А. Л. Козлов (1950) связывает с деятельностью микроорганизмов, которые в аэробных условиях полностью расщепляют углеводороды, превращая их в H_2O и CO_2 . По мнению М. С. Кавеева (1963), образование CO_2 определяется геохимическими процессами, происходящими при взаимодействии SO_4^{2-} с газообразными и жидкими углеводородами нефтяного руда.

Таким образом, в районах окисления сульфидов, каменных углей и углеводородов, где подземные и поверхностные воды обогащены серной и угольной кислотами, карстовые процессы отличаются более высокой интенсивностью по сравнению с соседними участками.

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ КАРСТА

Существенное влияние на развитие и распределение карста оказывают рельеф, климат, растительность и другие природные компоненты, сложное взаимодействие которых определяет своеобразие и интенсивность карстовых процессов. Изучение влияния отдельных компонентов природы на карст представляет трудную, но интересную задачу карстоведения.

Роль рельефа в карстообразовании. Влияние рельефа на рас-

пределение и развитие карста изучалось многими исследователями (Соколов, 1948, 1962; Стулишин, 1953, 1967; Гвоздецкий, 1954, 1972; Иванов, 1956; Кузнецова, 1962; Максимович, 1963). Установлена зависимость карста от уклонов поверхности и степени расчлененности территории, которые, контролируя характер поверхностного стока и инфильтрации вод, играют важную роль в развитии карстовых процессов. Обычно величина суммарной инфильтрации с увеличением уклона уменьшается. Наблюдающиеся иногда отклонения связаны с влиянием микрорельефа и других природных условий.

Влияние уклонов. Крутизна поверхности оказывает значительное влияние на плотность поверхностных карстовых образований и их форму. В районах развития известняков и доломитов поверхностные карстовые формы наиболее широко распространены на слабонаклонных участках (до 5°), тогда как на участках с уклоном более $10-12^\circ$ они обычно отсутствуют (Иванов, Дублянский, 1966; Иванов, Зенгина, 1967; Шутов, 1967; Тинтилов, 1973). Особенно благоприятные условия для инфильтрации поверхностных вод и развития карста отмечаются на участках с уклоном до 0,04 (Соколов, 1948; Кузнецова, 1962). По данным других исследователей, наибольшей плотностью карстовых форм характеризуются склоны средней крутизны (в интервале от 0,04 до 0,06); с увеличением или уменьшением уклонов поверхности плотность карстовых образований уменьшается (Лаптева, 1962).

Зависимость между уклонами поверхности и плотностью карстовых форм сохраняется и в районах распространения меловых образований. По исследованиям В. Б. Михно (1971), в южной части Среднерусской возвышенности, где карстуются мело-мергельные породы, большая часть карстовых форм (86,5%) приурочена к междуречным плакорным пространствам. На склонах отмечается лишь 6,7% от общего количества карстовых форм, а в пределах надпойменных террас — 5,3%.

В районах сульфатного карста наблюдается иная закономерность. Наибольшее количество карстовых форм приурочено здесь к крутым склонам, тогда как на ровных водоразделах число их значительно уменьшается. Интересны в этом отношении наблюдения Л. В. Голубевой (1953, 1955) в Иреньском карстовом районе Пермской области, характеризующие особенности распределения карстовых воронок в разных геоморфологических условиях на карбонатных и сульфатных породах. По ее данным, плотность карстовых воронок в артинских и кунгурских известняках составляет на водоразделах 6 форм на 1 км^2 , а на склонах речных долин — 2 формы на 1 км^2 , тогда как в гипсах и ангидритах кунгурского возраста соответственно — 270 и 302. Аналогичная закономерность отмечается в окрестностях г. Уфы, где карстуются преимущественно гипсы и ангидриты иреньской свиты кунгура. Здесь наибольшее число (40%) карстовых форм приурочено к крутым коренным склонам долин Белой и Уфы, меньшая часть

(30%) соответствует террасам рек и лишь незначительное количество (15%) приходится на поверхность междуречья. В целом, закарстованность междуречья в 10—15 раз меньше, чем склонов (Кудряшов, Мартин, 1969).

Следовательно, на разных элементах рельефа выявляются существенные различия в особенностях распределения карстовых форм. В областях развития карбонатного карста между уклонами и плотностью карстовых образований устанавливается обратная связь, а сульфатного — прямая.

Причину различий между районами карбонатного и сульфатного карста следует искать, по-видимому, в пластичности гипсов. «В силу этого свойства влияние разгрузки на раскрытие трещин в центральных частях водораздельных массивов у гипсов проявляется в значительно меньшей степени по сравнению с присклоновыми участками. Таким образом, различия в трещинной водопроницаемости в пределах водораздельных массивов и придолинных участков у гипсов выражены резче, чем у карбонатных пород» (Соколов, 1962, с. 215). Кроме того, геоморфологическими условиями определяется обнаженность сульфатных пород на склонах или их близкое залегание к поверхности.

Закономерность, устанавливающая связь между уклоном поверхности и особенностями распространения карстовых форм, лучше всего изучена в областях покрытого карста. Но она сохраняется также в условиях развития карбонатных пород и для районов голого карста (Секуга, 1954). Специальными исследованиями не установлено четко выраженной связи между уклонами поверхности и распространением подземных карстовых полостей, развитие которых связано в основном с геологическим строением территории (Шутов, 1967).

Геоморфологические условия, связанные с крутизной поверхности, влияют также на форму карстовых образований. По наблюдениям Н. Н. Лаптевой (1962), в южной части Марийско-Вятского увала на плоских вершинах холмов и верхних частях склонов в пермских известняках развиты преимущественно крупные карстовые воронки до 62 м в диаметре и до 20 м глубиной, на средних и нижних частях склонов распространены блюдцеобразные воронки глубиной до 7,5 м, а вдоль склонов возвышенностей встречаются замкнутые линейно-вытянутые понижения длиной до 300 м. Вероятно, наряду с топографическими условиями в последнем случае важную роль играет трещиноватость пород.

В мело-мергельных породах Среднерусской возвышенности на выровненных водоразделах развиваются преимущественно блюдцеобразные воронки до 50—60 м в диаметре и 4 м глубиной, тогда как в речных долинах и на днищах балок преобладают крупные конусообразные воронки глубиной до 10—12 м. На склонах карстовые воронки нередко имеют асимметричную форму, один борт их более пологий, чем другой. Кроме того, если на ровной поверхности и пологих склонах развиты замкнутые впадины,

то на крутых склонах замкнутых впадин нет. Эта особенность наиболее четко выражена в областях гипсового карста, где деревья нередко стоят как бы на гипсовом пьедестале, разбитом глубокими трещинами (Григорьев, 1923).

С уклоном поверхности связаны также морфологические особенности карровых полей. На склонах развиваются преимущественно гребнеобразные карры, имеющие вид узких углублений, разделенных такими же узкими гребнями, а на ровных и слабонаклонных поверхностях преобладают глыбообразные карры, представляющие собой замкнутые углубления неправильной формы, отделенные такими же бесформенными глыбами известняка (Гришанков, 1957).

Наклон поверхности оказывает влияние и на обводненность карстовых образований. На плоских участках, в условиях слабого сноса рыхлого материала, который нередко аккумулируется в понижениях рельефа, широко распространены карстовые озера, в то время как на склонах они встречаются значительно реже. Так, на «ровном водоразделе Чусовой и Камы 85,6% от общего количества карстовых форм представлено озерами, болотами и блюдцами. На склонах и в логах преобладают сухие воронки, составляющие 96,4% карстовых форм» (Горбунова, 1960, с. 34).

В условиях покрытого карста важную роль в карстообразовании играет расчлененность территории (Козменко, 1931; Давыдова, 1953; Горбунова, 1956; Варфоломеева, 1963; Чикишев, 1964). В сильно размывших и расчлененных районах, где меньше мощность покровных отложений и больше приток талых и дождевых вод с прилегающих водораздельных площадей, создаются наиболее благоприятные условия для развития карста. Этим главным образом и объясняется приуроченность интенсивно закарстованных участков к линейно-вытянутым эрозионным понижениям рельефа (речным долинам, балкам, логам), где размывом в значительной мере удалены рыхлые отложения. Глубина расчленения поверхности определяет глубину зоны активной циркуляции карстовых вод. На равнинах в пределах крупных рек (Волга, Днепр, Дон и другие) глубина эрозионного вреза достигает 100—150 м и более, что определяет глубину подруслового стока в несколько десятков метров.

На основе взаимосвязи карстовых явлений с типом рельефа А. В. Ступишин (1967) особо выделяет долинный карст, который в свою очередь, подразделяется на три геоморфологические разновидности: склоновый, террасовый и русловой. Во многих районах, особенно сложенных сульфатными породами, отмечается значительная закарстованность коренных склонов речных долин и присклоновых участков, примыкающих к водоразделам. Этому способствует наличие в верхних частях склонов трещин бортового отпора, небольшая мощность рыхлых отложений и их более грубый состав, что усиливает инфильтрацию поверхностных вод. На цокольных террасах под маломощными рыхлыми отложениями кар-

стовые процессы активизируются. Наиболее активны они в руслах рек на участках выхода коренных пород.

В речных долинах наряду с поверхностными карстовыми формами развиваются и подземные полости. Глубина распространения карста ниже дна речных долин колеблется в довольно широких пределах, достигая в отдельных случаях 150 м и более. Чаще всего, однако, она не превышает 30—55 м (Якушова, 1949). Подземные полости, образующиеся в зоне подруслового потока, могут достигать иногда по вертикали 10—20 м и более. В результате обрушения кровли над подземными полостями русла некоторых карстовых рек превращаются местами в цепочку глубоких провальных впадин. Провалы отмечаются также на террасах и приводораздельных участках. Интерес представляет вопрос о соотношении между количеством и величиной поверхностных и подземных карстовых форм. По наблюдениям Е. П. Дорофеева, в районе Кунгурской ледяной пещеры поперечные размеры крупных поверхностных карстовых впадин, образовавшихся... «в течение длительного времени путем многократного углубления и расширения... соответствуют ширине находящихся под ними карстовых пустот» (табл. 1), а объемы их во всех случаях «больше объемов конусов выноса, несмотря на некоторое разрыхление пород при обрушении» (Дорофеев, 1968, с. 150, 151). Глубина поверхностных впадин примерно в 2 раза меньше высоты подземных полостей.

Таким образом, на равнинах в районах интенсивного эрозионного размыва рыхлых отложений создаются наиболее благоприятные условия для развития карста. Неглубокие эрозионные врезы не оказывают существенного влияния на карст, поскольку карбонатные и сульфатные толщи на таких участках по-прежнему сохраняются на большой глубине от дневной поверхности (Жуковский, 1968).

На возвышенных сильно расчлененных участках в условиях задернованного и голого карста в связи с быстрым стоком поверхностных вод и уменьшением инфильтрации отмечается ослабление карстовых процессов. Интенсивность карста в таких районах находится в обратной зависимости от степени расчлененности терри-

Таблица 1

СООТНОШЕНИЕ ПОПЕРЕЧНИКОВ И ОБЪЕМОВ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПОДЗЕМНЫХ ПОЛОСТЕЙ В РАЙОНЕ КУНГУРСКОЙ ЛЕДЯНОЙ ПЕЩЕРЫ
(по Е. П. ДОРОФЕЕВУ, 1968)

Название грота	Ширина поверхностной впадины, м	Ширина подземной полости, м	Объем поверхностной впадины, м ³	Объем конуса выноса в подземной полости, м ³
Смелых	30	33	4 880	3 020
Великан	37	31	4 210	3 520
Западный	42	45	13 480	10 780

тории. Наиболее интенсивны карстовые процессы при показателях горизонтального расчленения 0—0,5 км на 1 км² (Иванов, Зенгина, 1967). К крайним показателям горизонтального расчленения, при которых возможно развитие карстовых форм, относятся 1,5—2 км на 1 км².

На соотношение карстовых и эрозионных процессов в районах выхода на поверхность карбонатных пород существенное влияние оказывает их состав и трещиноватость. В химически чистых значительно трещиноватых известняках роль линейной эрозии незначительна, а «в известняках с большим содержанием нерастворимых примесей и малотрещиноватых главная роль в формировании рельефа принадлежит линейной эрозии, однако карстовые процессы не прекращаются и здесь и образующиеся эрозионные формы рельефа всегда несут своеобразные черты, обусловленные влиянием карста» (Гришанков, 1957, с. 96).

Влияние микроформ. На плоских междуречьях значительную роль в распределении инфильтрационных вод и развитии карста играют небольшие отрицательные формы рельефа. Особенно велико их значение на участках, где карстующиеся породы прикрыты слабопроницаемыми рыхлыми отложениями (Варфоломеева, 1963). В связи с аккумуляцией в замкнутых понижениях глинистого материала карстовые воронки в пределах выровненных водоразделов нередко заполнены водой или заболочены. В то же время в местах распространения открытых понор карстовые процессы развиваются активно. Следовательно, возникшие карстовые формы создают благоприятные условия для дальнейшего развития карста, поскольку они содействуют повышению инфильтрации и инфилюации в глубь карстующихся массивов дождевых и талых снеговых вод (Барков, 1932; Генкель, 1957; Соколов, 1962).

Таким образом, в равнинных условиях на развитие и распространение карста существенное влияние оказывают абсолютная высота территории и характер рельефа, определяющие через уклоны и расчлененность поверхности особенности увлажнения территории, что находит свое выражение в интенсивности карстовых процессов.

Роль климата в карстообразовании. Климатические условия, и прежде всего количество, особенности распределения и химический состав атмосферных осадков, динамика воздушных течений, характер погоды, температура и состав воздуха оказывают значительное влияние на карст. Разумеется, роль отдельных элементов климата в карстообразовании различна.

Влияние осадков. Атмосферные осадки непосредственно влияют на выщелачивание карстующихся горных пород, поэтому от их количества, особенностей распределения во времени и по территории, химического состава и степени кислотности в значительной мере зависит интенсивность карстовых процессов.

Количество и режим атмосферных осадков. Роль атмосферных осадков в карстообразовании впервые была показана

А. А. Крубером (1915), который подчеркнул, что «количество атмосферных осадков и их распределение по временам года играет в процессе закарстования громадную роль» (с. 3). Это было отмечено также И. С. Шуккиным (1926), установившим наиболее интенсивное развитие карстовых процессов в Западном Закавказье, отличающемся большим количеством осадков, а самое слабое — в известняковом внутреннем Дагестане, характеризующемся большой сухостью климата. Различия в интенсивности и характере карста

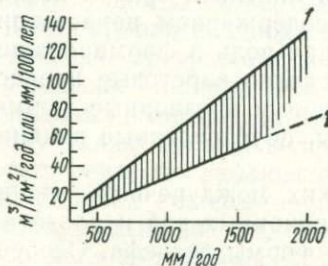


Рис. 3. Зависимость интенсивности химической денудации от количества осадков в карстовых районах Евразии (по М. Пулине, 1971): 1 — высокогорья; 2 — возвышенности и среднегорья

различных карстовых регионов, расположенных в умеренном и субтропическом климатах на абсолютных высотах от 0 до 3500 м, М. Пулина (Pulina, 1971) выявил интересную зависимость между среднегодовым количеством осадков и интенсивностью карстовых процессов. Он показал, что с увеличением общего количества осадков скорость карстовой денудации закономерно возрастает, причем степень увеличения ее в высокогорных районах, по сравнению с возвышенными и среднегорными, примерно в два раза выше (рис. 3). Анализ полученных М. Пулиной данных позволяет количественно оценить влияние осадков на развитие карста. В среднем с увеличением годовой суммы осадков на 100 мм интенсивность карстовой денудации увеличивается на возвышенностях и в предгорьях на $4 \text{ м}^3/\text{км}^2$ в год, а в высокогорьях на $8 \text{ м}^3/\text{км}^2$ в год. Различия в величинах карстовой денудации в районах с одинаковым количеством осадков связаны с особенностями поверхностного испарения, режимом температуры и другими природными факторами (Pulina, 1971).

Наряду с количеством осадков важную роль в развитии карста играет также неравномерное распределение их по сезонам года. «Режим осадков, совершенно, бесспорно, имеет весьма существенное значение для закарстования...», поэтому «важно учитывать именно режим выпадения осадков, их распределение по

Большого Кавказа и северных склонов Алайского и Туркестанского хребтов, расположенных в разных по влажности климатических условиях, показаны Н. А. Гвоздецким (1954). С изменением влажности тесно связано ослабление или усиление карста. Так, активизации карстовых процессов на Уфимском Косогоре в 1893, 1927 и 1957 г., когда возникли крупные карстовые провалы и просадки, предшествовали годы с большим количеством осадков, что указывает на связь усиления карстовых процессов с влажными годами (Кудряшов, Мартин, 1969).

На основе обобщения материалов по химической денудации

сезонам, а не только годовую сумму осадков» (Гвоздецкий, 1954, с. 150). В умеренном климатическом поясе большая часть годовой нормы приходится на летние осадки. Однако они в значительной мере расходуются на испарение и транспирацию и почти не принимают участия в развитии карста кроме тех участков, где дождевые воды поглощаются открытыми понорами. Напротив, весной и осенью, когда в карстующиеся массивы поступает большое количество мягких вод, обогащенных углекислотой, карстовые процессы наиболее активны. В это время образуется большинство карстовых форм, особенно провалов. Химическая денудация в отдельные весенние дни в несколько десятков раз превышает денудацию зимнего периода.

На особенности карстообразования оказывает влияние также характер выпадения осадков. С увеличением интенсивности дождя относительная инфильтрация метеорных вод уменьшается. Это определяется в значительной мере изменением диаметра дождевых капель, находящегося в прямой зависимости от интенсивности дождя¹. В то же время при сильных ливнях, когда выпадает большое количество осадков, нередко промываются закупоренные трещины и поноры в карбонатных и сульфатных породах, в результате создаются благоприятные условия для ухода поверхностных вод через карстовые каналы в глубь карстующегося массива. На Русской равнине иногда случаются сильные ливни. В Казани, например, 29 июля 1899 г. выпало 121 мм осадков.

Химический состав атмосферных осадков. Растворяющая способность метеорных вод, под воздействием которых развиваются карстовые процессы, зависит прежде всего от их химического состава, содержания углекислоты и температуры.

Атмосферные осадки представляют собой многокомпонентный химический раствор. Среди химических компонентов в метеорных водах доминируют гидрокарбонат и двуокись серы. Образование гидрокарбоната связано с разложением под действием углекислоты пылеватых частиц карбонатов, поднятых в высокие слои тропосферы воздушными течениями. Содержание гидрокарбоната в атмосферных осадках значительно изменяется по территории и во времени. Так, по данным А. А. Колодяжной (1970), оно колеблется в летнее время в средней части Русской равнины от 2 (Смоленск) до 50 мг/л (Бокситогорск). Зимой в связи с малым поступлением в атмосферу карбонатных частиц, чему препятствует снежный покров, количество гидрокарбоната в метеорных осадках сильно уменьшается.

Источником сернистых соединений, поступающих в приземные слои воздуха, являются действующие вулканы, морские ак-

¹ При интенсивности дождя 0,1 мм/м (и больше) средний диаметр капли составляет 1,40 мм, а при 0,03 мм/м (и меньше) — 0,75 мм. Большая часть дождей (84%) характеризуется величиной капель от 0,5 до 1,5 мм в диаметре и весом от 0,07 до 1,8 мг. Самые крупные дождевые капли обычно не превышают 4 мм в диаметре (Битюков, 1952).

ватории, оголенные участки загипсованных пород, а также промышленные предприятия, выбрасывающие в воздух сернистый ангидрит. Содержание SO_4^{2-} в атмосферных осадках Русской равнины составляет обычно 3—5 мг/л, что в 2—3 раза выше, чем во многих других районах СССР. Повышенная концентрация SO_4 в метеорных водах Русской равнины связана с загрязнением атмосферы отходами промышленных предприятий. Высокое содержание в атмосферных осадках сернистых соединений превращает их в кислые агрессивные растворы.

Агрессивность атмосферных осадков зависит также от содержания в них хлора, который образуется при разложении хлоридов (NaCl , MgCl_2), поступающих в воздух преимущественно с поверхности морей и океанов. Ветер увлекает в атмосферу и переносит на большие расстояния мельчайшие частички морской воды и соли, срывааемые им с гребней волн и подхватываемые в полосе прибоя. При скорости ветра 6 м/с через каждый погонный километр береговой линии Каспийского моря, например, ежедневно выносятся 52 т солей (Блинов, 1950). При увеличении скорости ветра вынос солей с поверхности моря возрастает. Хотя морские соли могут переноситься ветром на большие расстояния (по Л. К. Блинову, до 4000 км), но наибольшее количество Na^+ и Cl^- содержится в осадках, выпадающих в непосредственной близости от моря¹. На территории Русской равнины с атмосферными осадками выпадает в среднем 5 кг/га хлора.

Кроме гидрокарбоната, двуокиси серы и хлора в атмосферных осадках содержится также натрий, калий, кальций и магний. По подсчетам Д. С. Соколова (1962), среднее содержание ионов (в мг/л) в атмосферных осадках европейской части СССР, Кавказа и Средней Азии составляет: Cl^- —5,2; SO_4^{2-} —9,2; HCO_3^- —18,2; Na^+ —5,1; Ca^{2+} —4,8; Mg^{2+} —1,7; сумма ионов — 44,2. Вблизи морей и соленых озер содержание хлора и двуокиси серы (повышающей карбонатную, но снижающей гипсовую емкость растворов) в осадках значительно повышается².

Минерализация атмосферных осадков на территории Русской равнины изменяется от 3 до 60 мг/л при средней многолетней 16,9 мг/л (Алекин, 1970). Наибольшие значения минерализации атмосферных осадков отмечаются в районах крупных промышленных центров, где общая минерализация осадков достигает наи-

¹ Один литр дождевой воды, падая с высоты 1 км, омывает около 350 м³ воздуха (Колесник, Ткаченко, 1971). Следовательно, находящиеся в атмосфере соли достаточно полно вымываются из нее метеорными водами.

² Так, содержание хлора в атмосферных осадках, выпадающих в Равнинном Крыму и на северном склоне Крымских гор при северо-западных ветрах, приносящих соль с перекопской группы озер, которые расположены вдоль Каркинитского залива Черного моря, достигает 26,6 мг/л, что в несколько раз больше, чем в осадках, выпадающих здесь при других направлениях ветра (Альбов, Дублянский, 1964).

больших значений зимой, когда выпадает наименьшее количество осадков. Интересны в этом отношении наблюдения в г. Киеве, где в 1962 г. общая минерализация атмосферных осадков изменялась от 19,4 мг/л в июле до 155,0 мг/л в октябре (Колесник, Ткаченко, 1971). В районах, удаленных от промышленных центров, минерализация атмосферных осадков в зимний период по сравнению с летним, как показали наблюдения в восточной части Русской равнины, уменьшается в среднем вдвое (Михайлов, 1964). С высотой минерализация метеорных вод уменьшается.

Особую роль в формировании агрессивности метеорных вод играет углекислота. Как известно, среднее содержание углекислого газа в воздухе составляет 0,03% (p_{CO_2} 0,0003 атм). Следовательно, в условиях закрытой системы количество свободной углекислоты в атмосферных осадках при температуре воздуха 15° должно составлять около 0,6 мг/л (Алекин, 1970). В действительности, однако, оно значительно больше, что указывает на господство в природе исключительно динамичных открытых систем (Соколов, 1962).

Наиболее интенсивно атмосферные воды обогащаются углекислотой в приземном слое воздуха, получающую углекислоту из почвы. В средних широтах выделение углекислоты из почвы в атмосферу особенно активно происходит летом, в период бурной деятельности микроорганизмов и почвенной фауны, а также ускоренного протекания химических процессов в условиях повышенных температур и повышенной влажности. Важность этого процесса в насыщении приземной атмосферы углекислотой была подчеркнута еще В. И. Вернадским, который писал: «Дыхание почвы есть биохимический процесс, связанный с выделением углекислоты бактериями, почвенной микрофауной и грибами. Интенсивное размножение этих организмов тесно связано с интенсивным газовым обменом, с дыханием (т. е. выделением CO_2) мириадом мельчайших организмов, обитающих в тонком слое почвы, главным образом в пределах от 5 до 15 см глубины» (Вернадский, 1954, с. 201). Это положение иллюстрируется интересными наблюдениями В. Н. Мина (1957), проведенными в 1954 г. в Орловской области (табл. 2).

Таблица 2
ВЫДЕЛЕНИЕ УГЛЕКИСЛОТЫ С ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВЫ
ЗА СУТКИ, КГ/ГА (ПО В. Н. МИНУ, 1957)

Объект исследования	11—18 июня	12—18 июля	29—30 сентября
Залежь	100	96	37
Ельник	119	124	104
Лиственничник	188	137	59
Дубяк	169	119	51
Березняк	137	128	54

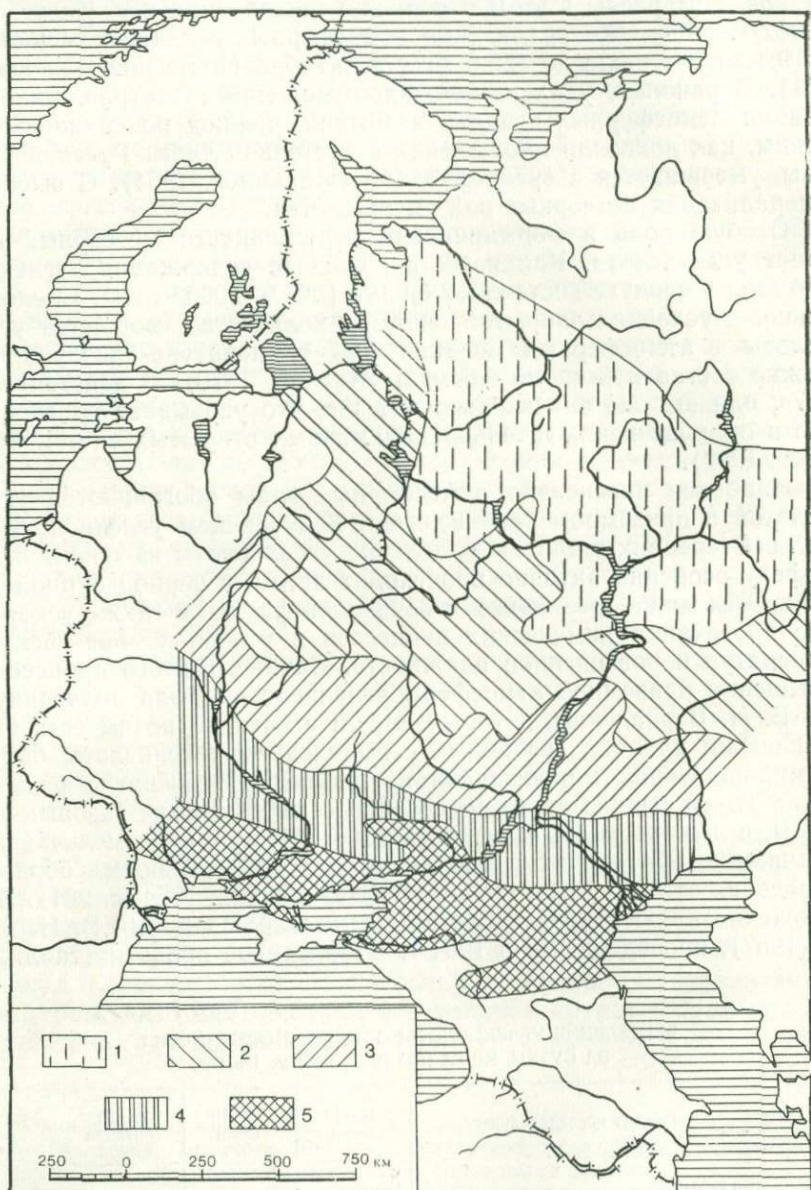


Рис. 4. Количество углекислоты (т/км^2), выделяющейся за безморозный период на территории Русской равнины (по А. А. Колодяжной, 1970):
 1 — 1750—2000; 2 — 2000—2250; 3 — 2250—2500; 4 — 2500—2750;
 5 — 2750—3000

Детальными исследованиями установлены не только сезонные, но и суточные колебания в выделении углекислоты из почвы. По наблюдениям С. В. Зонна и А. К. Алешиной (1953) в Беловодском районе Ворошиловградской области, в режиме выделения CO_2 из почвы наблюдается два суточных максимума: первый между 11 и 13 часами, а второй между полночью и часом ночи. Б. Н. Макаров (1958) на примере дерново-подзолистых и торфяно-болотных почв Московской области показал, что кривые суточного дыхания почвы совпадают в основном с температурными кривыми, причем максимум выделения CO_2 с поверхности почвы приходится на дневные часы (между 12 и 15).

Наиболее высокое содержание углекислоты (до 0,085%) в приземном слое воздуха наблюдается в ночные часы, что связано с особенностями суточного хода фотосинтеза. С высотой количество углекислоты в воздухе уменьшается и уже на высоте 40 м оно на 11% ниже, чем у поверхности земли.

Количество биогенной углекислоты, выделяющейся в атмосферу, закономерно уменьшается к северу. Приближенный расчет количества углекислоты, проведенный на территории европейской части СССР А. А. Колодяжной (1970), показал, что распределение выделяющейся углекислоты уменьшается к северу от 3000 т с 1 км² в зоне степей до 1750 т с 1 км² в зоне тайги (рис. 4). Это, естественно, отражается на интенсивности карстовых процессов, подчиненных широтной географической зональности.

Атмосферные осадки по своему химическому составу могут соответствовать сильноокислым, кислым и щелочным растворам. Экспериментально установлено, что pH метеорных вод изменяется от 4,4 до 6,3 (Колесник, Ткаченко, 1971). Наибольшая кислотность дождевых вод (рН 3,0—3,6) отмечается во время сильных гроз, что, очевидно, связано с образованием азотной кислоты при грозных разрядах.

Количественная оценка степени участия биоклиматических факторов в выщелачивании карбонатных пород в глобальном масштабе дана Л. Якучем (Jakucs, 1973). Он показал, что углекислота атмосферного происхождения во всех зонах, кроме поляр-

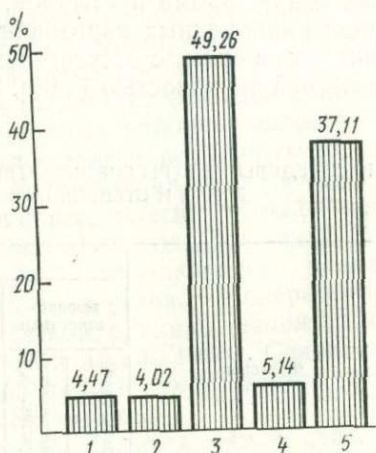


Рис. 5. Степень участия (в %) основных агрессивных агентов в химической денудации карбонатных пород (по Л. Якучу, 1973): 1 — атмосферная углекислота; 2 — неорганическая углекислота; 3 — биогенная углекислота; 4 — неорганические кислоты; 5 — органические кислоты

ной играет в карстообразовании небольшую роль. Влияние углекислоты неорганического происхождения и неорганических кислот на развитие карста с увеличением температуры и влажности повышается. В целом, однако, их значение невелико (рис. 5). Напротив, биогенная углекислота в почве и органические кислоты во всех зонах, кроме пустынной, играют ведущую роль в выщелачивании карбонатных образований. В пустынной зоне все биогенные факторы в связи с отсутствием здесь воды характеризуются крайне слабой активностью (табл. 3).

Таблица 3

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АГРЕССИВНЫХ АГЕНТОВ В РАЗНЫХ КАРСТОВО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОНАХ И СТЕПЕНЬ ИХ УЧАСТИЯ В КАРСТООБРАЗОВАНИИ
(ПО Л. ЯКУЧУ, 1973)

Факторы	Зоны									
	высоко-широтная		умеренная влажная		средиземноморская		пустынная		тропическая	
	степень участия, %	интенсивность коррозии, %	степень участия, %	интенсивность коррозии, %	степень участия, %	интенсивность коррозии, %	степень участия, %	интенсивность коррозии, %	степень участия, %	интенсивность коррозии, %
Атмосферная углекислота	45,0	2,70	7,0	0,63	4,0	0,48	30,0	0,30	0,5	0,36
Неорганическая углекислота	5,0	0,30	9,0	0,81	8,0	0,96	15,0	0,15	2,5	1,80
Биогенная углекислота	30,0	1,80	54,0	4,86	55,0	6,60	0	0	50,0	36,00
Неорганические кислоты	5,0	0,30	5,0	0,45	8,0	0,96	55,0	0,55	4,0	2,88
Органические кислоты	15,0	0,90	25,0	2,25	25,0	3,00	0	0	43,0	30,96

Влияние снежного покрова. Роль снега в карстообразовании впервые была рассмотрена А. А. Крубером (1912, 1915). Позже А. А. Геденов (1947), А. В. Ступишин (1947), Н. А. Гвоздецкий (1954), В. Н. Дублянский (1971) и другие на основе изучения карста разных районов Советского Союза показали важную роль снежного покрова и талых снеговых вод в развитии карста.

Снежный покров, обладая высокой отражательной способностью, малой тепло- и газопроводностью, оказывает существенное влияние на весь комплекс природных условий зимнего времени в умеренном и арктическом поясах. Для карстообразования наибольшее значение имеет высота и продолжительность залегания снежного покрова, от чего в значительной мере зависят степень промерзаемости почвы, особенности накопления влаги и характер погодных условий.

Установлено, что в «... местах скопления мощных снегов всегда можно ожидать или полное отсутствие мерзлого слоя, или же незначительную его мощность, в то время как лишённые снега участки обычно зимой глубоко промерзают» (Рихтер, 1945, с. 47).

Следовательно, активизация карстовых процессов находится в прямой зависимости от высоты снежного покрова.

Для снежного покрова характерна высокая динамичность, связанная с постоянным перемещением его под влиянием ветра. Интенсивность перераспределения снега зависит от силы ветра, а также от физико-механических свойств и структуры самого снежного покрова (Рихтер, 1945). Перенос снега, начинающийся обычно при скоростях ветра выше 4 м/с, контролируется в основном особенностями рельефа, климата и растительности.

За зиму в снежном покрове накапливается большое количество воды. Талые воды во многих карстовых районах являются основным источником питания поверхностных и подземных вод. На активизацию карстовых процессов большое влияние оказывает химический состав содержащейся в снеге влаги, обуславливающий степень агрессивности талых снеговых вод. Эти воды отличаются от дождевых вод пониженной минерализацией и значительным разнообразием химического состава. Минерализация снежных вод в восточной части Русской равнины изменяется от 0,7 до 36,3 мг/л, а рН от 5,6 до 6,4 (Михайлов, 1964). Содержание агрессивной углекислоты в снежной толще уменьшается сверху вниз, а также с увеличением плотности снега¹.

Снежный покров, будучи продуктом климата, сам, в свою очередь, существенно влияет на режим местной погоды, а следовательно, и на особенности карстообразования. Являясь важнейшим геоморфологическим агентом, скапливающийся в понижениях и углублениях рельефа снег активно воздействует на горную породу. В результате этого в одних из таких углублений образуются карстовые воронки, а в других, находящихся в более благоприятных условиях для накопления и стаивания снега, — глубокие колодцы. По расчетам В. Н. Дублянского (1971), глубина коррозионно-нивалльных полостей Крыма увеличивается примерно на один метр за 12 000 лет.

В условиях голого и задернованного карста снег влияет также на морфологию карстовых образований, которые нередко имеют асимметричную форму. Это связано с тем, что «с затененной стороны снег тает медленнее, и талые воды оказывают более длительное корродирующее воздействие» на горную породу (Гвоздецкий, 1972, с. 164).

Таким образом, карстообразующая роль снежного покрова весьма велика и многогранна. К сожалению, до последнего времени она недостаточно изучена. Между тем, снежный покров, характер и особенности распределения которого определяются сложным взаимодействием различных компонентов ландшафта, оказывает существенное влияние на промерзаемость почв, погодные ус-

¹ Плотность снежного покрова к концу зимы достигает максимума. Во времени увеличение плотности снега происходит неравномерно. Резкие скачки на большей части Русской равнины наблюдаются обычно в январе, марте и особенно в апреле.

ловия, запасы влаги и другие природные факторы, обуславливающие своеобразие инфильтрации и химизм талых снеговых вод и, следовательно, интенсивность карстовых процессов. Особенно велико корродирующее значение снежного покрова в районах выхода на поверхность карстующихся пород.

Влияние температуры воздуха на развитие карстовых процессов весьма сложно. Оно проявляется преимущественно через температурный режим природных вод, условия вегетации, интенсивность биохимических процессов, особенности сезонного промерзания почвенного покрова и т. д.

Экспериментальными исследованиями установлено, что холодные воды больше абсорбируют углекислоту, поэтому карбонатная емкость их по сравнению с теплыми водами выше. При температуре, близкой к 0° , количество углекислоты в природных водах в три раза выше, чем при температуре 35° . Падение температуры на 1° определяет увеличение растворимости примерно на 10 мг/л (Котарба, 1971). На этом основании Ж. Корбель (Corbel, 1959) сделал вывод о более интенсивном развитии карстовых процессов в холодных областях, где, по его мнению, речные воды содержат в 10 раз больше растворенного кальция, чем воды теплых областей. Однако скорость реакции растворения карбонатных пород с повышением температуры значительно увеличивается. Если в холодном климате нивальной зоны Западных Татр, по наблюдениям А. Котарбы (Kotarba, 1971), для полного насыщения атмосферных вод при их контакте с карбонатными породами требуется не менее 12 ч, то в теплом климате этот процесс идет значительно быстрее; играет роль также ускорение при повышении температуры диффузии углекислоты из воздуха в воду. По исследованиям А. Бёгли, скорость растворения карбонатных пород «в тропиках может увеличиваться до 400% по сравнению со скоростью растворения в альпийском или арктическом климатах» (Bögly, 1956, с. 7). Одновременно повышение температуры воздуха в условиях достаточного или избыточного увлажнения способствует активизации органической жизни и прежде всего благоприятствует развитию растительности, которая является источником биогенной углекислоты и органических кислот, резко повышающих агрессивность природных вод.

В умеренном климате важное значение для карстообразования имеет сезонная промерзаемость почвенного покрова, с которой тесно связаны сроки свободной инфильтрации атмосферных осадков, изменение химического состава и агрессивности грунтовых вод. Вопрос о водопроницаемости мерзлых почв впервые наиболее полно был рассмотрен Н. А. Качинским, который показал, что интенсивность «водопроницаемости мерзлой почвы зависит от степени ее увлажнения. Чем влажность почвы ниже, тем водопроницаемость ее в мерзлом состоянии больше» (Качинский, 1927, с. 65). Абсолютная водонепроницаемость почвы наблюдается в редких случаях, главным образом, когда переувлажненная поч-

ва представляет сплошную оледенелую толщу. Тем не менее образующийся в зимний период мерзлый слой в значительной мере препятствует поступлению поверхностных вод в зону аэрации и ослабляет интенсивность карстовых процессов.

На инфильтрационные свойства мерзлых почв существенное влияние оказывает глубина промерзания, которая, в свою очередь, зависит от времени установления снежного покрова, его мощности, плотности, метеорологических условий осеннего и зимнего периода, наличия растительности, особенностей рельефа и других факторов. В целом, толщина мерзлого слоя закономерно увеличивается к северу. В том же направлении увеличивается продолжительность периода сезонной мерзлоты и уменьшается период свободной инфильтрации атмосферных осадков (рис. 6). Это подчеркивает зависимость карстовых процессов от биоклиматической зональности.

Влияние ветра на карстообразование изучено слабо. Между тем роль его достаточно велика. Как уже отмечалось, ветер сдувает с поверхности земли и морских акваторий громадное количество карбонатных частиц и разных солей, которые нередко поднимаются в высокие слои тропосферы и переносятся на большие расстояния. Гидрокарбонаты, сернистые, хлористые и другие соединения, попадая в атмосферные осадки, делают их агрессивными.

Ветер оказывает также непосредственное влияние на развитие карста в донных галитовых отложениях соляных озер, перемещая в зимний и весенний периоды по поверхности озера разжиженную агрессивную рапу. Это явление лучше всего изучено на оз. Баскунчак (площадь около 120 км²), где соляная толща сложена твердой почти не проницаемой породой («чугунка») и рыхлой слабо сцементированной массой («гранатка»), обладающей высокой фильтрационной способностью. Гранатка распространена преимущественно в южной части озера, а в средней и северной его частях на поверхности залегает пласт чугулки мощностью до 2 м, который подстилается гранаткой, сменяемой ниже новым пластом чугулки. В плотном слое чугулки на поверхности озера развиты карстовые колодцы (окна), представляющие собой округлые углубления, заполненные рапой. Плотность их составляет 5—8 и более на 1 га. Глубина и диаметр колодцев обычно не превышает 1—2 м (Короткевич, 1964). Развитие карстовых процессов в средней и северной частях озера связано с деятельностью ветра. Во время сильных порывов ветра разжиженная рапа, которая при спокойном залегании, будучи изолированной от соляных пластов слоем предельно насыщенных рассолов, не растворяет соль, перемещается по поверхности озера. В результате возникшей разности в уровнях перемещения агрессивная рапа начинает проникать через колодцы верхнего жесткого пласта в нижележащий рыхлый слой и по его поверхности двигаться в направлении, противоположном направлению ветра. Затем рапа в виде восходящих токов

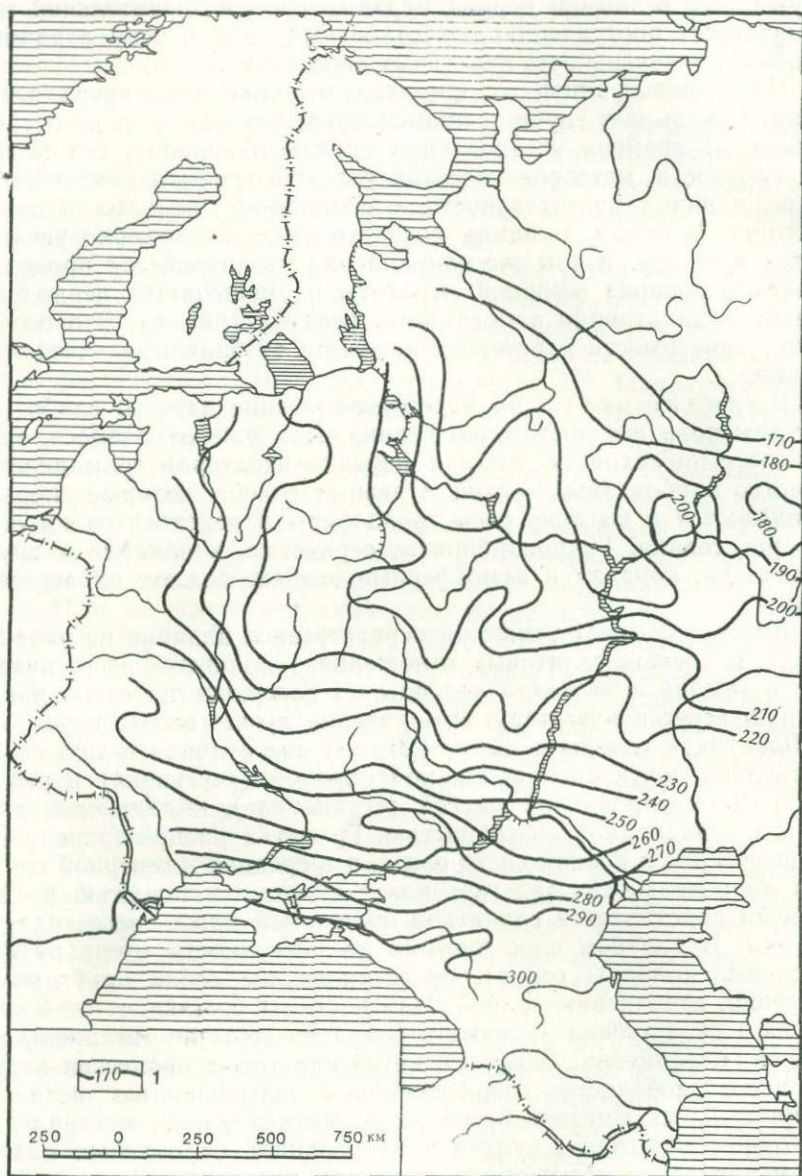


Рис. 6. Продолжительность периода положительной температуры почвогрунтов на территории Русской равнины (по А. А. Колодяжной, 1970):
 1 — количество дней в году с положительной температурой

выходит на поверхность озера в местах ее сгона. Следовательно, ветер создает круговорот рапы, определяя развитие подземных (внутрипластовых) карстовых процессов.

Выщелачивая нижнюю поверхность твердого соляного пласта, карстовые процессы обуславливают его деформацию, что, в свою очередь, приводит к развитию вертикальных трещин и пликативных пологих складок амплитудой до 0,3 м и более. Здесь же формируются колодцы (окна) и другие карстовые формы (Короткевич, 1964).

Влияние погодных условий. Для комплексной оценки роли климата в карстообразовании важное значение приобретает характеристика типов погоды, поскольку особенности распределения осадков, температурный режим и другие метеорологические элементы зависят от погодных условий. В общем плане влияние погодных условий на интенсивность карстовых процессов было показано еще Н. Ф. Погребовым (1913). Он установил, что в холодные зимы, когда почва сильно промерзает, выпадающие осадки почти полностью стекают по поверхности, тогда как после мягких зим талые снеговые воды в значительной мере инфильтруются в толщу карбонатных пород и активно их выщелачивают. Позже важность учета типов погоды при карстоведческих исследованиях подчеркнул Н. П. Торсуев (1964), проанализировавший их влияние на динамику карстовых процессов.

Анализ комплексных графиков структуры типов погоды позволяет с наибольшей точностью устанавливать связи между отдельными элементами климата и особенностями развития карста, а также прогнозировать ход карстовых процессов.

Роль поверхностных вод в карстообразовании. Поверхностные природные воды, участвующие в выщелачивании карстующихся пород, условно могут быть подразделены на речные, озерные и морские.

Влияние рек. На побережьях рек в полосе колебания уровня речных вод нередко образуются провалы, ниши, гроты и карры, связанные с процессами выщелачивания и механического разрушения легко растворимых пород. Образование карстовых провалов на пойме и первой надпойменной террасе чаще всего происходит после спада весеннего половодья, что указывает на важную роль в карстообразовании сезонного колебания речных вод. В районах, где речные воды проникают в карстующуюся толщу, они принимают участие также в формировании подземных карстовых форм. На сильно закарстованных участках речные воды могут полностью поглощаться понорами. Растворяющая способность речных вод, особенно крупных рек, пересекающих иногда разные ландшафтно-географические зоны, на разных участках реки оказывается весьма различной.

Растворяющая способность речных вод в значительной мере зависит от их минерализации, химического состава и концентрации растворенных в воде газов. Речные воды Русской равнины ха-

рактируются малой минерализацией. Средняя многолетняя минерализация речных вод для всей территории равнины 193 мг/л (Алекин, 1970). Реки принадлежат в основном к гидрокарбонатному классу. Наименьшей минерализацией (менее 200 мг/л) отличаются реки тундры. В пределах лесной и лесостепной зон распространены гидрокарбонатные воды, имеющие среднюю (200—500 мг/л) минерализацию. В степной зоне преобладают гидрокарбонатные воды с повышенной (500—1000 мг/л) минерализацией. Реки, воды которых относятся к сульфатному классу, сравнительно малочисленны. Они встречаются преимущественно в степной зоне, а также на Уфимском и Кулойском плато и Онего-Двинском междуречье. По величине минерализации воды сульфатного класса значительно превосходят воды гидрокарбонатного класса. В отдельных случаях они достигают 4—5 г/л. Реки с водой, относящейся к хлоридному классу, имеют ограниченное распространение. На Русской равнине они отмечены в основном в Прикаспийской низменности и в Донбассе. Минерализация вод хлоридного класса нередко очень высокая.

Химический состав речных вод резко меняется во времени, поскольку он чутко реагирует на погодные условия, количество выпадающих осадков, условия таяния снега и т. д. Он весьма неоднороден также по длине и ширине реки, что определяется особенностями геологического строения территории, характером рельефа, ландшафтно-климатическими условиями, а также влиянием притоков, грунтовым питанием, особенностями течения реки и другими факторами.

Еще более неоднороден в реке состав растворенных газов, представленный в основном кислородом, азотом и двуокисью углерода. На концентрацию растворенных в воде газов, с которой тесно связана величина рН речных вод, в значительной мере влияет температура, фотосинтез водных организмов, продолжительность подледного периода и характер водного питания. Воды северных рек Русской равнины характеризуются низкими значениями рН (до 6,0), а южных — более высокими (до 8,5 и выше). В зимнее время года в связи с установлением ледостава, затрудняющего газовый обмен речных вод с атмосферой, величина рН для большинства речных вод составляет 6,8—7,4, а летом — 7,4—8,2 (Алекин, 1970).

Объем водного стока, минерализация, химический состав и кислотность речных вод определяют величину ионного стока, который количественно характеризует основную расходную часть солевого баланса бассейна реки, а на участках распространения карбонатных, сульфатных и галоидных пород — интенсивность карстовой денудации. Особенно большими величинами ионный сток отличается во время весеннего половодья, когда речными водами выносятся более половины годового количества растворенных солей. Повышаются значения ионного стока также в период летних и осенних паводков (табл. 4).

Таблица 4

ИОННЫЙ СТОК ГЛАВНЫХ РЕК РУССКОЙ РАВНИНЫ
(ПО О. А. АЛЕКИНУ, 1970)

Река	Площадь, тыс. км ²	Средний го- довой водный сток, км ³	Средний годо- вой ионный сток, т/км ² в год
Волга	1350	258	42,0
Северная Двина	350	107	39,4
Дон	378	27,7	26,4
Днепр	464	45,9	16,5
Печора	259	102	21,8
Нева	281	80	10,4
Западная Двина	81	19,8	2,94

Влияние озер. На берегах озер и водоемов карст распро-
странен в зоне прибоя, где он развивается под воздействием меха-
нического разрушения и выщелачивания. Растворяющая способ-
ность озерных вод зависит от их углекислотного режима, солевого
состава и температуры, которые, в свою очередь, определяются
физико-географическими особенностями территории. По мнению
И. А. Печеркина (1969), в развитии карста на берегах водохрани-
лищ температурный фактор является одним из ведущих. Карсто-
вые процессы в сульфатных породах особенно активны в интерва-
ле температур от 1 до 22°. Следовательно, наиболее интенсивное
выщелачивание гипсов и ангидритов в береговой зоне водоемов
наблюдается летом, а карбонатных пород, в связи с изменением в
воде содержания углекислоты, в весенне-летнее время.

Влияние морских вод. Морские воды, хотя и характе-
ризуются низкой карбонатной емкостью, связанной с содержи-
мом в них ионов кальция, понижающих растворимость CaCO_3 , иг-
рают значительную роль в развитии процессов выщелачивания в
районах выхода известняков и доломитов. Это определяется об-
щей недонасыщенностью морских вод карбонатами, наличием в
них кроме кальция других ионов, а также углекислоты. Особенно
важную роль играет наличие в морской воде хлористого натрия.
Карстовые формы на морских берегах распространены преимуще-
ственно в приливно-отливной полосе, где они представлены карра-
ми, нишами и пещерами. Иногда пещеры достигают значительных
размеров. Так, на южном побережье Тарханкутского полуострова
(Крым) развиты пещеры длиной до 150 м. Они образовались в
сарматских известняках примерно на уровне моря (в интервале от
2 до 10 м). Некоторые пещеры полностью или частично затоплены
морской водой.

Роль почв в карстообразовании. Почвенный покров оказывает
существенное влияние на формирование агрессивных свойств и
инфильтрацию метеорных вод. Значение почвенного покрова в

карстообразовании наиболее подробно рассмотрено в работах А. В. Ступишина (1958, 1967), Д. С. Соколова (1962), А. А. Колодяжной (1970) и Н. А. Гвоздецкого (1972).

Влияние почв на химизм природных вод. Атмосферные осадки, просачиваясь через кислые почвы, обогащаются ионами водорода и алюминия, органическими (гуминовая, щавелевая, муравьиная, уксусная) и минеральными (соляная, серная, азотная) кислотами, а также углекислотой, что значительно увеличивает их агрессивность. Особую роль в формировании агрессивности вод играют фульвокислоты. Кислые почвы характеризуются низкими значениями рН: тундровые — 2,2—3,6; горнотаежные — 3,0—4,4; подзолистые — 3,8—5,4; болотные — 3,5—4,8; красноземы — 4,8—5,8 (Колодяжная, 1967, 1970).

Кислотность атмосферных осадков значительно увеличивает также и при просачивании через гумусовый горизонт черноземов, имеющих щелочную реакцию. В результате обменных реакций инфильтрационные воды теряют ионы кальция и приобретают ионы водорода, вследствие чего агрессивность их резко возрастает. Одновременно накопление в почве гуматов приводит к образованию более крупной агрегатной структуры и улучшению фильтрационных свойств почвы, что способствует проникновению подземных вод на большую глубину.

Образование и накопление в почвах ионов водорода, ионов алюминия и органических кислот связано с извлечением растительностью из почвы и коренной породы питательных веществ. Минеральные кислоты имеют самое различное происхождение. Среди минеральных кислот наибольшую роль играет серная кислота. Она образуется при окислении сернистых соединений и свободной серы, попадающей в почву с атмосферными осадками, а также с осенним опадом растительности. По данным Л. Е. Родина и Н. И. Базилевич (1965), арктические тундры ежегодно с опадом возвращают в почву 0,8 кг/га серы; сосняки северной тайги — 3; сосняки южной тайги — 4; ельники северной тайги — 2; ельники средней тайги — 4; ельники южной тайги — 3,5; березняки — 6; осинники — 7,5; липняки — 6; дубравы — 5; субтропические леса — 21 кг/га. Источником свободной серы в почвах являются также остатки животных и микроорганизмов, белковые вещества которых легко подвергаются гидролизу (табл. 5).

Таблица 5
СОДЕРЖАНИЕ СЕРЫ В НЕКОТОРЫХ ТИПАХ ПОЧВ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР
(ПО М. А. ВИНОКУРОВУ, 1937)

Тип почвы	Содержание SO ₂ в 100 г сухой почвы	Тип почвы	Содержание SO ₂ в 100 г сухой почвы
Подзол	0,038	Каштановая	0,052
Темно-серая	0,028	Серозем	0,058
Чернозем	0,029		

Соляная кислота образуется в результате обменных реакций инфильтрационных вод, содержащих хлористый натрий, с почвой. Почвенные растворы особенно обогащены соляной кислотой на побережьях морей, где выпадающие атмосферные осадки характеризуются высоким содержанием хлористого натрия.

В некоторых случаях на почвенную кислотность влияет азотная кислота, образующаяся при окислении аммиака. По данным М. А. Бобрицкой (1962), на территории Русской равнины в почву с атмосферными осадками ежегодно поступает около 3—4,5 кг/га связанного азота, находящегося преимущественно в аммиачной форме. В воздух аммиак поступает с поверхности океана и почвы, а также из вулканов и гейзеров. Он попадает в атмосферу также при сгорании горючих ископаемых и при лесных пожарах. Большое количество азота поступает в почву с опадом растительности. Общее ежегодное поступление азота, по данным Н. И. Базилевич (1955), составляет в хвойных лесах 20—25 кг/га, в широколиственных — 70—75, в луговых черноземных степях — 100—120, в луговых солонцеватых степях — 150—200, в эфемерово-полянных пустынях — 100 кг/га. Следовательно, наибольшее количество азота с опадом растительности поступает в степных сообществах.

Наибольшую роль в формировании агрессивных свойств инфильтрационных вод играет углекислота, выделяющаяся при взаимодействии кислых растворов с карбонатной частью почвы, гниении органических веществ, дыхании корневых систем, окислении минеральных частиц. Биогенная углекислота «является тем важным фактором, который, как и агрессивность органических кислот, ставит процесс карстования в зависимость от почвенных процессов и характера растительного покрова» (Гвоздецкий, 1958, с. 144). Наиболее интенсивно процесс образования CO_2 идет в вегетационный период, когда содержание углекислого газа в почвах во много раз превышает содержание его в воздухе атмосферы.

На содержание углекислоты влияет тип почвы. По данным М. Т. Ястребова (1956), в воздухе различных типов почв бассейна р. Клязьмы содержание углекислоты следующее: в дерново-подзолистых (глубина 0,15—0,95 м) — 0,26 — 1,7%; в дерново-луговых (глубина 0,15—0,45 м) — 0,9—2,32%; в иловато-болотных (глубина 0,15—0,35 м) — 1,16—3,95%; в торфяно-глеевых (глубина 0,15—0,3 м) — 6,95%. В среднем концентрация CO_2 (в объемных процентах) на глубине ниже 1 м составляет в почвах южной тайги 1,5—1,7; лесостепи — 2,5; степи — 3,7—4,0 и тропиков — 10,0 (Зонн, 1964).

В отдельных случаях содержание углекислоты в почвенном воздухе может достигать 8—10 и даже 15% (Ремезов, 1952), т. е. в 300—500 раз превышает содержание ее в атмосфере. Это отмечается обычно при периодически избыточном увлажнении и близком стоянии грунтовых вод. Следовательно, почва является мощным генератором углекислоты. Инфильтрационные воды, просачиваясь через почвенный слой, обогащаются углекислотой и при-

обрастают высокую карбонатную емкость, величина которой зависит от содержания углекислоты в почвенном воздухе.

В умеренном поясе кислотность почв и агрессивность почвенных растворов закономерно увеличиваются к северу (рис. 7). Наибольшей агрессивностью (рН 3,0—3,5) характеризуются почвенные растворы в зоне тундр, а наименьшей (рН 6,5—8,0) в степной и лесостепной зонах. В то же время процесс обогащения углекислотой инфильтрационных вод «особенно велик в зонах влажного тропического и субтропического климата, где содержание CO_2 в почвенном воздухе наиболее высоко, а генератор ее (биохимические процессы в почве) работает круглый год с большой мощностью» (Соколов, 1962, с. 237). Отсюда очевидна ошибочность представлений о наиболее интенсивном развитии карста в областях с холодным климатом (Kosack, 1952; Соколов, 1962; Федорович, 1962; Гвоздецкий, 1972; Jakucs, 1973).

Влияние почв на инфильтрацию природных вод. Проницаемость почв зависит преимущественно от механического состава, структуры, влажности, степени покрытия и характера растительности. К наиболее проницаемым почвам относятся черноземы и песчаные подзолистые почвы, а к менее проницаемым — каштановые, глинистые лугово-лесные и солонцы. По данным А. А. Молчанова (1963), коэффициент стока в одинаковых условиях рельефа составляет: на солонцовых суглинках — 0,71, на каштановых суглинистых почвах — 0,48, на черноземах — 0,34 и на супесчаных почвах — около 0,20. Особенно высокой водопроницаемостью характеризуются типичные черноземы, к северу и к югу от их распространения водопроницаемость почв уменьшается (Назаров, 1970).

Фильтрационная способность почв, формирующихся под естественной лесной и травяной растительностью, значительно выше, чем на участках с нарушенным растительным покровом. Водопроницаемость почв зависит также от особенностей выпадения атмосферных осадков. С увеличением интенсивности дождя, например, водопроницаемость почв на участках, покрытых растительностью, увеличивается, а на лишенных ее, в связи с заилением и уплотнением поверхности, — уменьшается. С повышением начального (перед дождем) увлажнения интенсивность впитывания почвой дождевых вод понижается. «Причины этого явления заключаются в возрастании сил сопротивления движению и одновременном уменьшении капиллярных сил» (Будаговский, 1955, с. 85).

Коэффициент фильтрации с глубиной обычно уменьшается. Это связано с повышением плотности почвы и увеличением илистых частиц. Наибольшее увлажнение почв отмечается после осенних затяжных дождей и весеннего снеготаяния, когда почва промачивается на большую глубину. Так, на облесенных участках лесостепной зоны Русской равнины глубина проникновения весенней влаги превышает 5,5 м (Гаршинев, 1971). На особенность инфильтрации значительное влияние оказывает температура воды. При

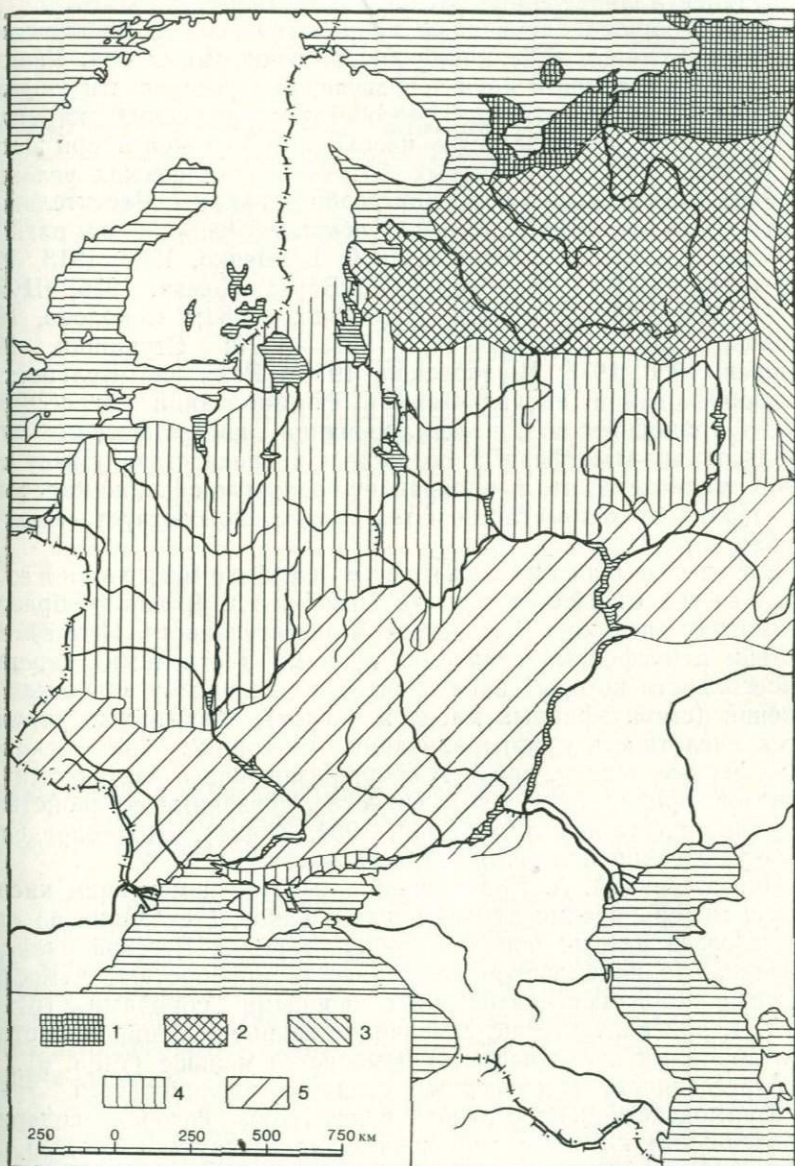


Рис. 7. Агрессивность (рН) почвенных растворов на территории Русской равнины (по А. А. Колодяжной, 1970):
 1 — 3,0–3,5; 2 — 3,5–4,5; 3 — 4,5–5,0; 4 — 5,0–6,5; 5 — 6,5–8,0

понижении температуры воды существенно снижается величина коэффициента фильтрации (Будаговский, 1955).

Таким образом, почвенный покров оказывает значительное влияние на химизм и величину питания подземных вод. Увеличение водопроницаемости почв и повышение агрессивности инфильтрационных вод, естественно, способствует развитию карстовых процессов. Это обстоятельство необходимо учитывать при оценке интенсивности карста в разных физико-географических условиях.

Роль растительности в карстообразовании. Растительность оказывает существенное и разностороннее влияние на развитие карстовых процессов (Никитин, 1889; Козменко, 1909, 1913, 1931; Лунгерсгаузен, 1911; Крубер, 1915; Варсанюфьева, 1916; Шукин, 1926; Гвоздецкий, 1954, 1972; Пармузин, 1954; Соколова, 1955; Соколов, 1962; Колодяжная, 1967, 1970; Ступишин, 1967, Чикишев, 1968, 1975; Шелковская, 1970). Роль растительности в карстообразовании проявляется в формировании агрессивных свойств природных вод, в регулировании поверхностного стока, инфильтрации атмосферных осадков и в препятствии смыву глинистого мелкозема, что предохраняет водопоглощающие карстовые образования от кольматации и тем самым способствует активизации карста.

Влияние растительности на формирование агрессивных свойств природных вод. В карстообразовании особенно велика роль древесной растительности. При взаимодействии атмосферных осадков с кронами и стволами деревьев, на поверхности которых идет процесс выделения органических соединений (смола, эфирных масел и кислот), значительно увеличивается кислотность и минерализация метеорных вод, поскольку «атмосферные осадки, войдя в соприкосновение с растениями фитоценозов, приобретают новые свойства, связанные со свойствами и строением фитоценозов» (Зонн, 1964, с. 424). Это определяет резкое увеличение степени их агрессивности.

Наблюдения А. А. Колодяжной (1970) за изменением кислотности и минерализации атмосферных осадков, стекающих по стволам деревьев разных пород в разных районах Русской равнины, показали, что наибольшую агрессивность приобретают атмосферные осадки при взаимодействии с хвойными породами (рН до 3,5—4,3), при контакте же с мелколиственными и широколиственными породами кислотность их изменяется меньше (табл. 6).

Агрессивность атмосферных осадков увеличивается также при взаимодействии их с лесной подстилкой, которая содержит карбоксильные кислоты: муравьиную, щавелевую, янтарную, лимонную. Известную роль играет также углекислота, образующаяся при разложении и минерализации органического вещества лесной подстилки. Большая часть ее поступает в атмосферу, а меньшая диффундирует в почву. Наибольшее выделение углекислоты отмечается в лесостепной зоне. К северу и к югу от лесостепи величина выделения углекислоты подстилкой снижается (Зонн, 1964).

Таблица 6

ИЗМЕНЕНИЕ pH (ЧИСЛИТЕЛЬ) И МИНЕРАЛИЗАЦИИ (В МГ/Л, ЗНАМЕНАТЕЛЬ)
АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ, СТЕКАЮЩИХ ПО СТВОЛАМ ДЕРЕВЬЕВ РАЗНЫХ ПОРОД
(ПО А. А. КОЛОДЯЖНОЙ, 1970)

Атмосферные осадки и порода деревьев	Бокситогорск (Ле- нинградская обл.)	Валдай (Новго- родская обл.)	Дзержинск (Горьковская обл.)	Хоста (Кавказ)
Осадки из дожде- мера	$\frac{6,4-6,9}{46,6-154,5}$	$\frac{3,8-6,1}{55,7-138,2}$	$\frac{6,2-6,9}{31,7-68,4}$	$\frac{6,5-7,0}{40,3-84,5}$
Сосна	$\frac{5,4-5,8}{-}$	$\frac{4,3-6,5}{66,6-120,0}$	$\frac{3,5-5,4}{146,0-626,0}$	—
Ель	$\frac{5,5-6,0}{140,6-833,7}$	$\frac{4,3-5,5}{376,8-1038,0}$	$\frac{4,3-5,5}{-}$	—
Береза	$\frac{6,4-7,0}{65,5-269,9}$	$\frac{4,8-5,8}{34,2-135,3}$	—	—
Бук	—	—	—	$\frac{5,5-6,0}{35,0-99,3}$
Граб	—	—	—	$\frac{5,7-6,3}{33,6-106,4}$
Каштан	—	—	—	$\frac{5,5-6,3}{28,3-82,2}$
Дуб	—	—	—	$\frac{5,5-6,9}{33,7-99,7}$

Кислотность лесной подстилки увеличивается в умеренной поло-
се в северном направлении. Особенно низкими значениями кис-
лотности отличается лесная подстилка хвойных насаждений
(табл. 7).

Среди широколиственных лесов наиболее кислой средой ха-
рактеризуется лесная подстилка кленовых и грабовых насажде-
ний. Кислотность фильтрующихся через них атмосферных вод зна-
чительно возрастает (рН до 4,3). Напротив, некоторые растения
(желтая акация, бузина) в период разложения опада подщелачи-
вают атмосферные осадки, которые нередко вообще теряют агрес-
сивные свойства.

С целью количественной оценки показателей агрессивности ат-
мосферных осадков, прошедших через лесную подстилку, А. А.
Колодяжная (1970) проводила опыты по взаимодействию водных
вытяжек из лесной подстилки с карбонатными и сульфатными по-
родами. Эти опыты показали, что при взаимодействии водных
вытяжек с известняком резко увеличивается значение рН, при
этом в растворе появляются HCO_3^- , увеличивается содержание
щелочных и щелочноземельных катионов, а также Cl^- и SO_4^{2-} .

Таблица 7

КИСЛОТНОСТЬ ЛЕСНЫХ ПОДСТИЛОК (ПО А. П. ПРОНЕВИЧУ, 1928)

Типы леса	Почвы	Кол-во анали- зов	рН		
			пределы колебаний	среднее для верх- него слоя	среднее для ниж- него слоя
Ельник сфагновый	торфяно-болотная	2	3,7—3,9	3,7	3,9
Ельник долгомошно-сфа- гновый	суглинисто-песчаный под- зол	9	3,6—4,0	3,8	3,9
Ельник долгомошник	суглинисто-супесчаный подзол	9	3,8—4,1	3,9	—
Ельник-зеленомошник	среднеподзоленная су- пель	24	4,1—4,5	4,3	—
Ельник-кисличник	слабоподзоленный лег- кий суглинок	12	5,5—5,8	5,6	5,5
Сосняк сфагновый	торфяно-болотная	1	—	3,6	—
Сосняк долгомошно-сфа- гновый	песчаный торфяной под- зол	3	3,9—4,2	4,0	3,9
Сосняк-долгомошник	песчаный подзол	6	4,2—4,4	4,3	4,4
Сосняк-зеленомошник	песчаная среднеподзо- ленная	8	4,3—4,8	4,5	4,7
Березняк сфагновый	торфяно-болотная	2	4,3—4,5	4,4	4,7
Березняк долгомошно- сфагновый	супесчаный торфяной под- зол	4	4,0—4,3	4,2	4,4
Березняк-долгомошник	супесчаный подзол	4	4,3—4,5	4,4	—
Березняк-зеленомошник	супесчаная среднеподзо- ленная	9	4,5—4,7	4,6	4,7
Березняк-кисличник	слабоподзоленная супесь	3	5,5—5,8	5,7	5,7

При взаимодействии водных вытяжек с гипсом в раствор посту-
пает большое количество Ca^{2+} и SO_4^{2-} , при этом общая минерали-
зация воды резко возрастает (табл. 8).

Наибольшую агрессивность инфильтрационные воды приобре-
тают в зоне корневых систем, где они обогащаются обменными
ионами водорода, ионами алюминия, угольной и органическими
(щавелевая, глюконовая, лимонная, янтарная, яблочная, молочная
и т. д.) кислотами, которые вырабатываются корнями растений
для извлечения из почвы и коренной породы питательных веществ.
Особое значение в повышении агрессивности вод имеет углекис-
лота, выделяемая корнями растений в больших количествах. По
данным П. С. Косовича (1913), за вегетационный период количе-
ство углекислоты, выделяемое корнями, составляет 15—20% от
общего веса растения.

Таким образом, атмосферные осадки и поверхностные воды,
взаимодействуя с кронами и стволами деревьев, просачиваясь че-
рез лесные подстилки и корневые системы, утрачивают щелочно-
земельные катионы, приобретают ионы водорода и обогащаются
угольной и органическими кислотами, что значительно увеличи-

Таблица 8

ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА ВОДНЫХ ВЫТЯЖЕК ИЗ ЛЕСНЫХ ПОДСТИЛОК
ПРИ ИХ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ С КАРБОНАТНЫМИ ПОРОДАМИ И ГИПСОМ, МГ/Л
(ПО А. А. КОЛОДЯЖНОЙ, 1970)

Раствор	pH	Минерализация	Na ⁺ +K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
<i>Известняк</i>								
Вытяжка из хвойной подстилки (Бокситогорский район)	3,9	56,0	5,5	0,5	9,4	4,5	36,0	нет
После взаимодействия	7,8	212,9	13,7	6,0	35,2	19,8	55,2	83,0
Разность		156,9	8,2	5,5	25,8	15,3	19,2	83,0
<i>Гипс</i>								
Вытяжка из хвойной подстилки (Дзержинское лесничество)	4,4	62,49	9,61	0,46	13,6	7,1	31,68	нет
После взаимодействия	6,4	2241,5	18,8	—	635,3	11,7	1561,1	14,6
Разность		2179,01	9,2	—	621,7	4,6	1529,4	14,6

вает их агрессивность и ведет к активизации карстовых процессов в лесу.

Наряду с лесной растительностью большое влияние на формирование агрессивных свойств природных вод оказывает болотная растительность, имеющая широкое распространение и приуроченная нередко к карстовым понижениям. Торфяные залежи и болотные воды отличаются низкими значениями pH, которые для верховых болот составляют 2,5—3,0, переходных — 3,0—4,5 и низинных — 4,5—5,6 (Колодяжная, 1970). Степень кислотности торфа в значительной мере определяется составом растительности: фуксум (pH 2,4), сосново-сфагновый (pH 3,6). Наибольшей агрессивностью торфяно-болотные воды характеризуются в сухое время года, когда наблюдается особенно высокая концентрация в них гуминовых и фульвокислот. Атмосферные осадки, просачиваясь через торфяные образования (средний коэффициент фильтрации около 0,4 м/сут), значительно обогащаются кислотными компонентами. Это делает их весьма агрессивными. По наблюдениям М. С. Кавеева (1963), в районе г. Зеленодольска (Среднее Поволжье) карбонатные породы на заболоченных участках почти полностью превращены в доломитовую муку. Мохово-лишайниковый покров, развивающийся на обнаженной поверхности известняковых скал, способствует появлению микрокарров. Повышенной общей жесткостью и концентрацией бикарбонатов характеризуются также воды тундр, стекающие с участков, покрытых растительностью. Это связано с ростом агрессивности вод, вызванным обогащением их биогенной углекислотой (Woo Ming-Ko, Marsh, 1977).

Влияние растительности на распределение природных вод. Естественная лесная, луговая и степная растительность, наряду с обогащением природных вод кислотами, что повышает их агрессивность, оказывает существенное влияние на сток и инфильтрацию метеорных вод. Особенно велика в этом отношении роль лесной растительности. В лесу создаются условия для полного или почти полного поглощения дождевых и талых снеговых вод (Скородумов, 1955), что влияет на интенсивность карстовых процессов.

Водорегулирующая роль леса наиболее ярко проявляется весной в период снеготаяния, когда значительная часть поверхностного стока переводится в подземный. Повышенная инфильтрация весенних вод в лесу определяется преимущественно высокими снегозапасами и большой водопроницаемостью лесных почв. В лесу в связи с незначительным выдуванием и меньшим испарением снега накапливается больше, чем на соседних открытых пространствах. Эти закономерности четко проявляются даже в небольших лесных массивах. Так, по данным Е. А. Гаршичева (1971), в Орловской области средняя высота снежного покрова за 1964—1967 гг. составила в березовом лесу 57 см, в сосново-еловом — 45 см, а на поле — 42 см, средние запасы снеговой воды оказались соответственно 147, 113, 102 мм. Мощность снежного покрова зависит от многих факторов, и в частности от типа леса. В лиственных насаждениях снега скапливается больше, чем в хвойных, поскольку в хвойных лесах он в значительной мере задерживается кронами деревьев и затем испаряется.

На особенности инфильтрации существенно влияют условия снеготаяния. По мнению Н. Н. Галахова (1940), снеготаяние в лесу и в поле начинается почти одновременно, но идет с разной интенсивностью. Интенсивность снеготаяния в лесу примерно вдвое (на 25—60%) ниже, чем в поле (Рихтер, 1945). Из-за медленного таяния снег в березняках сходит позднее на 5—11 дней, а в елово-сосновых насаждениях — на 13—25 дней (Галахов, 1940). С увеличением возраста насаждений продолжительность снеготаяния сокращается. Это объясняется уменьшением густоты древесных крон.

Экспериментальными исследованиями установлено, что в лесу просачиваемость почвы значительно выше, чем на пашне. Это связано преимущественно с более высокой водопрочностью структуры и повышенной некапиллярной скважностью лесных почв (табл. 9). Просачиванию дождевых и талых снеговых вод способствует также высокая порозность (до 90—97%) подстилки, которая оказывает значительное влияние на водно-физические и химические свойства лесной почвы. Наиболее плотная подстилка отмечается в молодых лиственных лесах, где опад представлен только листьями. Однако сквозь такую подстилку вода свободно просачивается. В хвойных лесах, особенно в старых насаждениях, количество опада больше, чем в лиственных.

ПРОСАЧИВАНИЕ (ВОДЫ И СТОК ПРИ ДОЖДЕВАНИИ (1966 Г.) НА РАЗЛИЧНЫХ УГОДЬЯХ
УРОЧИЩА КОЛОДЕЗНОЕ В ОРЛОВСКОЙ ОБЛАСТИ (ПО Е. А. ГАРШИНЕВУ, 1971)

Угодье	Интенсивность дождя, мм/м	Подано воды, мм	Слой осадков до начала стока, мм	Просочилось в почву, мм			Сток, мм	Коэффициент сто- ка
				в опыте	приведено к слою дождя в березовом лесу	в % к стерже		
Березовый лес с подстил- кой	2,33	72,3	4,7	62,4	62,4	358	9,9	0,137
Сосново-еловый лес с подстилкой	2,26	77,0	4,5	29,3	27,5	158	47,7	0,619
Зяблевая пахота	2,34	103,0	8,2	27,8	19,5	112	75,2	0,730
Стерня гречихи	4,29	94,3	4,3	18,5	14,2	100	75,8	0,804

Лесная подстилка характеризуется не только большой водопроницаемостью, но и значительной влагоемкостью, которая зависит от количества и качества опада, а также от интенсивности процессов минерализации. Относительная влагоемкость подстилки в отдельных случаях достигает 400%, а абсолютная изменяется от 5 до 18 мм (Харитонов, 1958). Предохраняя поверхность почвы от заиления, подстилка сохраняет тем самым ее высокую инфильтрационную способность. При удалении лесной подстилки поверхностный сток увеличивается в 2—5 раз (Скородумов, 1955).

Повышенная инфильтрация талых снеговых вод в лесу связана с относительно небольшой глубиной промерзания лесных почв, значительной их влагоемкостью и теплоемкостью, наличием подстилки, большей мощностью и меньшей плотностью снежного покрова. Лесная почва «в отличие от замерзшей полевой почвы в период зимних оттепелей или весной нормально принимает доходящие до нее талые или дождевые воды и проводит их в глубокие горизонты, не образуя на своей поверхности ледяной корки» (Качинский, 1927, с. 42).

В летнее время, однако, лесная растительность, в связи с сильной транспирацией¹ и задержкой кронами дождевых вод (что увеличивает потери на испарение) не способствует увеличению запасов воды в почве (Большаков, 1950). В еловых лесах южной тайги кронами деревьев задерживается в среднем около 30% выпадающих в теплый период жидких осадков (Васильев, 1948), причем не все осадки, проникшие под полог леса, достигают поверхности почвы, поскольку часть их задерживается кустарниками, травяным покровом и подстилкой. По данным Л. В. Ворошина (1962), в сосняке 21-летнего возраста с июня по декабрь в кро-

¹ Интенсивность транспирации зависит от температуры, сухости воздуха, ветра, количества почвенной влаги, возраста древесности и других факторов. Поскольку влияние этих факторов не пропорционально и не синхронно, то распределение величины транспирации крайне сложно и нередко противоречно.

Таблица 10

КОЭФФИЦИЕНТ СТОКА ПРИ СНЕГОТАЯНИИ В РАЗНЫХ ПРИРОДНЫХ ЗОНАХ
В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СТЕПЕНИ ЛЕСИСТОСТИ (ПО А. А. МОЛЧАНОВУ, 1964)

Природная зона	Порода	Лесистость, %						
		около 0	10	20	40	60	80	100
Зона хвойно-широколиственных лесов	ель	0,92	0,84	0,59	0,38	0,33	0,29	0,26
То же	сосна	0,75	0,40	0,23	0,18	0,17	0,15	0,15
Лесостепь (Воронежская область)	дуб	0,65	0,25	0,14	0,09	0,07	0,07	0,05
Степь (Ворошиловградская область)	дуб	0,75	0,15	0,09	0,07	0,07	0,06	0,06

нах деревьев задерживалось 170 мм осадков (37%), в подстилке — 57 мм (15%), проникло в почву 232 мм (48%). Следовательно, процессы инфильтрации в лесу в теплый период года резко ослабляются и почвенный сток уменьшается. В то же время испаряемость в лесу с мая по сентябрь оказывается в два раза ниже по сравнению с открытыми участками (Сапожникова, 1950).

Конденсируя водяные пары, лес создает условия для выпадения местных осадков, что способствует развитию карста, так как на питание подземных карстовых вод уходит больше влаги (Ступишин, 1967). В среднем на территории Русской равнины в теплое время года (май—октябрь) над лесными массивами осадков выпадает на 10—16% больше, чем над безлесными или малозалесенными пространствами (Костин, 1948; Федоров и Буров, 1967).

Степень облесенности территории имеет большое значение также в регулировании стока, причем с увеличением площади лесов коэффициент поверхностного стока уменьшается, что особенно четко прослеживается в период весеннего снеготаяния (табл. 10). В южных районах европейской части СССР при увеличении лесистости коэффициент стока уменьшается быстрее, чем в северных. Таким образом, «... за лесом следует признать положительную роль как поставщика агрессивных вод — вод, насыщенных углекислотой и органическими кислотами. Лес создает благоприятные условия для увлажнения почвы, а тем самым повышается интенсивность карстовых процессов» (Ступишин, 1967, с. 121). Это подтверждается количественными данными. По наблюдениям Ф. Н. Милькова и А. А. Чибилева (1971), «...при прочих равных условиях в облесенных балках карстовые формы крупнее, нежели в необлесенных... число воронок диаметром, превышающим 15 м, в облесенных балках составляет 34%, а в необлесенных — менее 10%» (с. 80).

Травяная растительность тоже в значительной мере ослабляет поверхностный сток и способствует инфильтрации атмосферных осадков, хотя и меньше, чем лесная. Кроме того, густой покров многолетних луговых и степных трав предохраняет почву от

размыва, а также задерживает почвенные частицы, сносимые с соседних территорий. Это препятствует закупорке водопоглощающих карстовых образований и тем самым способствует активизации карста.

Влияние растительности на плоскостной срыв и кольматаж водопоглощающих карстовых форм. А. А. Крубер (1915), В. А. Варсанюфьева (1916) и А. С. Барков (1932) подчеркивали консервирующую роль растительности в карстообразовании. А. А. Крубер, в частности, писал: «... в карсте средневропейском, с равномерным выпадением осадков, процессу закарстования более препятствует, чем способствует... непрерывный и сплошной растительный покров» (Крубер, 1915, с. 278). По мнению В. А. Варсанюфьевой, «растительность, удерживающая своими корнями продукты выветривания, способствующая образованию и сохранению почвенного слоя и потребляющая большое количество влаги на свои жизненные процессы, является мощным фактором, противодействующим закарстованию» (Варсанюфьева, 1916, с. 166). По А. С. Баркову, «на Самарской Луке... на пространствах, свободных от леса, воронки встречаются чаще. Это можно поставить в связь с тем, что под густым покровом леса увлажнение почвы идет более или менее равномерно и что значительная часть атмосферных осадков извлекается из почвы испарением древесной растительности» (Барков, 1932, с. 8).

Точка зрения об отрицательной роли растительности в карстообразовании, получившая развитие в работах А. А. Крубера, В. А. Варсанюфьевой и А. С. Баркова, впервые была высказана Л. Савицким (Sawicki, 1909), который подчеркнул, что растительность, удерживающая корнями продукты выветривания и расходуя большое количество влаги на транспирацию, противодействует закарстованию территории.

Однако еще в конце XIX в. С. Н. Никитин (1889) указал на положительную роль леса в развитии карста. В бассейне р. Сок (Заволжье) он отметил преимущественное развитие карстовых воронок на залесенной территории, где создаются благоприятные условия для накопления влаги и проникновения ее в толщу карстующихся пород. Одними из первых это отметили также А. С. Козменко (1909, 1913), Ф. В. Лунгерсгаузен (1911) и А. А. Григорьев (1923).

Н. А. Гвоздецкий (1954, 1972) пришел к выводу о двойственном влиянии растительности на развитие карста. Естественная растительность, в частности лесная, по его мнению, «препятствует смыву почв и глинистого элювия с поверхности карстующихся массивов и образованию мощных струй воды, которые устремлялись бы в углубления карстовой поверхности и промывали бы поноры и трещины на дне. В результате этого поноры и трещины часто закупориваются мелкоземом... развитие поверхностных карстовых форм приостанавливается...» (Гвоздецкий, 1972, с. 146, 147). Действительно, аккумуляция песчано-глинистого материала в ми-

кропонижениях и связанная с этим кольматация понор и трещин оказывают тормозящее влияние на развитие поверхностных карстовых форм. Однако это лишь относительно ослабляет карст, поскольку, с одной стороны, закупорка карстовых образований весьма временна, а с другой — местное ослабление поверхностного карста мало сказывается на общей интенсивности карстовых процессов, зависящей преимущественно от водорегулирующей роли растительности и от влияния ее на химизм природных вод.

Лесная растительность, препятствуя смыву глинистого материала и образованию мощных струй воды, «предохраняет «действующие» (водопоглощающие) провалы от заилиения, не допуская закупорки водопроводящих ходов продуктами эрозии» (Козменко, 1953, с. 41) и определяет более равномерный подток природных вод к поверхности карстующихся пород, что способствует активизации карстовых процессов. Этот вывод полностью подтверждается нашими исследованиями, проведенными в разных районах Русской равнины.

На важную роль растительности в усилении карстовых процессов обратил внимание Ф. В. Лунгерсгаузен (1911), который на основе изучения карста в верхнедевонских известняках Среднерусской возвышенности пришел к заключению, что «... провальные образования в большинстве случаев встречаются в лесистых частях лощин и, наоборот, редки там, где леса отсутствуют» (с. 28), что связано с обогащением атмосферных осадков в лесу углекислотой и лучшими условиями их просачивания. Позже эта закономерность была установлена не только для карбонатного, но и для сульфатного карста.

Наблюдения А. А. Григорьева (1923) в западной части Бернских Альп на северном облесенном склоне хребта Кол-де-Гронкс, сложенном чистым плотным гипсом, показали, что лучше всего карст развит в районе векового елово-пихтового леса; в низкорослом елово-пихтовом лесу он выражен слабее; наконец, на безлесных участках карст почти отсутствует. Аналогичный вывод делает А. В. Ступишин (1967), который подчеркивает, «что лес не является препятствием для развития карста в лесной зоне среднего Поволжья. Иначе трудно понять классическую выраженность карстовых явлений в пределах Марийского Заволжья и Горьковского Предволжья, покрытых лесными массивами» (Ступишин, 1967, с. 120). Активизация карстовых процессов на облесенных участках отмечена Н. П. Шелковской (1970), А. М. Марининым (1973), А. Г. Чикишевым (1975) и другими исследователями.

Таким образом, растительность, особенно лесная, оказывая существенное влияние на распределение и химизм природных вод, играет важную роль в карстообразовании. Уничтожение естественной растительности, в частности сокращение лесных площадей, отрицательно сказывается на развитии карстовых процессов в условиях покрытого и задернованного карста. В последнее время это подтверждено экспериментальными наблюдениями. Так, по

данным Ф. Бауэра (Baueg, 1964), толща денудированного известнякового слоя с голых поверхностей (абс. высота 1700—1800 м) Австрийских Альп (горы Дахштейна) в течение 10 000 лет достигла 9—13 см, а с поверхностей, занятых растительностью, — 28 см.

Положение о том, что полное разрушение почвенно-растительного покрова и связанное с этим обнажение коренных пород приводит к усилению инфильтрации и активизации карста (Гвоздецкий, 1954, 1972), не подтверждается новейшими исследованиями и нуждается в уточнении. При оценке интенсивности карстовых процессов в этом случае необходимо иметь в виду следующее. Во-первых, выпадающие на обнаженную поверхность карстующегося массива атмосферные осадки значительно менее агрессивны инфильтрационных вод после их взаимодействия с почвенно-растительным покровом. Во-вторых, в условиях голого карста поверхностные воды, даже в период сильных дождей, быстро поглощаются карстовыми понорами или стекают по поверхности, тогда как на участках, покрытых растительностью, подток их к поверхности карстующихся образований оказывается более равномерным и длительным. Исследования Л. Замбо (Zámbo, 1973) в районе Аггтелек (Венгрия) показали, что под маломощными рыхлыми отложениями, содержащими органические вещества, карстовые процессы более активны, чем на участках выхода карбонатных пород на поверхность. Это связано с насыщением инфильтрационных вод углекислотой, резко повышающей их агрессивность. К такому выводу приходит А. Бёгли (Bögli, 1971), по мнению которого показатели коррозии в задернованном и голом карсте относятся как 9 : 7.

Эта закономерность особенно четко проявляется в условиях тропического климата, где процессы растворения известняков наиболее интенсивно развиваются под почвенно-растительным покровом. На обнаженной поверхности карбонатных пород в связи с быстрым испарением атмосферных осадков, растворенный в них карбонат кальция не успевает выноситься с закарстованной территории и, выпадая из раствора, образует твердую весьма устойчивую к эрозии корку, бронирующую поверхность известняков (Watson, 1966). Сказанное подтверждает, что растительность, особенно лесная, благоприятствует развитию карста, выступая важным карстообразующим фактором. Для универсальной оценки роли растительности в карстообразовании необходимо строго учитывать геоморфологические, климатические и другие условия, в которых проявляется влияние растительности на карст.

Роль животных в карстообразовании до последнего времени изучена крайне слабо, хотя имеющиеся отдельные исследования показывают, что она достаточно велика. Все большее внимание карстоведов привлекают землерои, сверлящие моллюски и другие животные.

Роющие животные в поисках пищи и при устройстве убежищ создают сложные системы подземных ходов и способствуют про-

никновению воды в толщу рыхлых пород и карстующихся образований. У крупных млекопитающих (барсук, лиса, сурок) ходы нор опускаются на 2—3 м в глубину, а общая длина ходов, например, норы барсука превышает 80 м. Хотя количество нор этих животных невелико, они могут играть иногда определенную роль в карстообразовании. Отмечены случаи активизации мелового карста в южных степных районах Черноземного Центра, связанные с жизнедеятельностью сурков (*Marmota bobac Müll.*), колонии которых располагаются обычно на нераспаханных склонах и днищах балок, а также на прибровочных пологих участках, где меловые образования прикрыты маломощным слоем суглинков. По данным Ф. Н. Милькова и В. Н. Двуреченского (1974), в «днище балки Малинин яр, к западу от пос. Радченское, на месте бывших сурчиных нор после самоспуска построенного здесь пруда были обнаружены 2 карстовые воронки, поглощающие воду» (с. 158). Южнее Соль-Илецка около нор суслика, вырытых в рыхлых отложениях, прикрывающих мергели и пясчий мел верхнего мела, «часто встречаются воронкообразные провалы» (Поспелова, 1968, с. 153).

Наибольшее влияние на распределение влаги оказывают мелкие насекомоядные и грызуны. Так, рыжие полевки в хвойно-широколиственных лесах Московской области в течение года могут перерывать до 15% площади, охватывая верхнюю часть почвенного слоя до глубины 40—45 см (Попова, 1962). По наблюдениям В. В. Докучаева (1883), кротовины в отдельных случаях прослеживаются до глубины 4,6 м. В умеренном климате роющая деятельность животных в лесу, где отмечается обилие естественных убежищ, выражена слабее, чем в степи и тундре (табл. 11).

В тундре наибольшая способность к рытью развита у леммингов и полевок, а в лесу у мышей, полевок, кротов и землероек, которые устраивают норы в верхних горизонтах почвы. В степи кроме полевок большую роющую работу производят суслики и

Таблица 11

РОЮЩАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ МЛЕКОПИТАЮЩИХ (ПО В. В. КУЧЕРУКУ, 1960)

Зона	Количество на 1 га			
	входов нор мышей, полевок, песчанок	входов нор бурундуков, сусликов, пищух, хомяков	входов нор песца, лисицы, барсука, сурка	выбросов цоко- ров, кротов, слепушонки
Тундра	1000	—	0,001	—
Тайга	500	10	0,001	100
Широколиственный лес	1000	100	0,01	1000
Степь	5000	1000	50,0	?
Пустыня	1500	100	0,001	100

сурки, имеющие более сложные и глубокие норы. Особенно важна роль роющих животных в пустынях (Пославская, 1949, 1963).

Значительное разрушение карбонатных пород, находящихся в полосе морского прибоя, связано с деятельностью сверлящих моллюсков. Под воздействием кислоты моллюски растворяют карбонатные породы, усваивая из раствора кальций и магний для построения раковин. В результате их жизнедеятельности в породе образуются трубчатые отверстия неправильной формы. Глубина норок достигает иногда 4 см. При определенных условиях они способствуют проникновению вод в глубь карбонатных пород и развитию карстовых процессов.

Роль природных комплексов в карстообразовании. Пространственные закономерности развития карста определяются сложным взаимодействием морфоструктурных и биоклиматических факторов. Ведущую роль в распределении карста играет литологический фактор, а степень его интенсивности связана, главным образом, с соотношением тепла и влаги и обусловленными им ландшафтными особенностями территории. Это указывает на тесную связь распространения и интенсивности карста с физико-географическими комплексами, различающимися структурой, сложностью и степенью обособленности.

РОЛЬ АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ В КАРСТООБРАЗОВАНИИ

С развитием экономики и быстрым ростом населения увеличивается потребление энергии и вещества из природной среды, а после их использования — возвращение в природу промышленных, бытовых и других отходов. Это вызывает все большее нарушение естественных природных процессов и необратимые изменения географической среды на значительных территориях. Значительные изменения отмечаются в районах распространения карбонатных, сульфатных и галоидных образований, где изменения отдельных компонентов ландшафта, вызванные хозяйственной деятельностью человека, способствуют активному развитию антропогенного карста.

Из ранних исследований, посвященных изучению влияния антропогенных факторов на карст, следует отметить работы А. И. Воейкова (1892, 1894), в которых он на примере Европы и Америки (Юкатан) показал огромное воздействие деятельности человека на развитие карста, а также различную степень этого воздействия в зависимости от особенностей климата. Позже эти вопросы были рассмотрены в работах Н. А. Гвоздецкого (1954, 1972), Ф. В. Котлова (1963, 1970), И. А. Печеркина (1969, 1970), А. И. Дзенс-Литовского (1966), А. А. Колодяжной (1970), А. Г. Чикишева (1972в, 1974а, 1975, 1976), В. Б. Михно (1975).

Среди антропогенных факторов карстообразования наиболее существенны: а) общее повышение агрессивности вод, вызванное загрязнением атмосферы, природных вод и почвенного покрова агрессивными компонентами антропогенного происхождения; б) изменение режима поверхностных и подземных вод, определяемое длительными откачками подземных вод, созданием крупных водохранилищ и другими водохозяйственными мероприятиями; в) изменение почв и растительности в связи с развитием лесного и сельского хозяйства; г) изменение естественного рельефа, структуры и свойств горных пород в горнопромышленных районах и крупных городах.

Изменение химического состава и повышение агрессивности вод. На активизацию карстовых процессов существенное и все возрастающее влияние оказывает загрязнение атмосферы, природных вод и почвенного покрова агрессивными компонентами антропогенного происхождения. Атмосферные осадки, омывая воздух, загрязненный отходами промышленных предприятий, теплоэлектростанций и выхлопными газами автотранспорта, приобретают свойства агрессивных растворов. Особенно большое значение в повышении химической активности метеорных вод имеет углекислота, поступающая в атмосферу в результате хозяйственной деятельности человека. По данным А. А. Колодяжной (1970), ежегодно промышленные предприятия выбрасывают в воздух около $6 \cdot 10^9$ т углекислоты, кроме того, при вспашке почвы в атмосферу дополнительно поступает $2 \cdot 10^9$ т углекислоты в год. За последние 100 лет только за счет сжигания минерального топлива в атмосферу поступило около 360 млрд. т углекислого газа, что увеличило его среднюю концентрацию почти на 13% (Герасимов, 1961). Это, естественно, вызвало изменения геофизического и физико-химического характера и прежде всего оказало существенное влияние на химический состав атмосферных осадков, количество углекислоты в которых значительно увеличилось, что способствовало повышению агрессивности природных вод и активизации карстовых процессов в карбонатных породах.

Кислотность, химический состав и общая минерализация атмосферных осадков наиболее сильно изменяются в районах влияния промышленных предприятий и крупных городов. По данным П. И. Колесника и К. Д. Ткаченко (1971), вблизи промышленных центров в метеорных водах резко увеличивается содержание гидрокарбоната, двуокиси серы, хлора, кальция и магния (табл. 12). Величина рН при этом не превышает обычно 5,0. При удалении от источника «загрязнения» содержание «техногенных» компонентов в атмосферных осадках уменьшается.

Сбрасываемые в реки отходы промышленных предприятий, содержащие органические и минеральные кислоты, фенол, нитробензол, хлор, сероводород и другие вещества, способствуют резкому повышению агрессивности природных вод, что, в свою очередь, вызывает активизацию карстовых процессов в районах рас-

КОЛИЧЕСТВО ВЕЩЕСТВ, ВЫПАВШИХ НА ПОВЕРХНОСТЬ ЗЕМЛИ
С АТМОСФЕРНЫМИ ОСАДКАМИ ЗА ИЮЛЬ — ОКТЯБРЬ 1962 г., КГ/ГА
(ПО П. И. КОЛЕСНИКУ И К. Д. ТКАЧЕНКО, 1971)

Пункт	Осадки, мм	Na ⁺ +K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	НСО ₃ ⁻	Общее со- держание
Киев	241,8	8,65	7,94	5,82	8,51	28,49	25,46	84,87
Немешаево	219,6	2,21	1,95	0,78	1,44	13,49	3,46	23,51

пространения растворимых горных пород. Определенную роль в повышении агрессивности природных вод играют инфильтрационные воды, просачивающиеся через почвогрунты, загрязненные промышленными и хозяйственными отходами.

Значительное влияние на особенности распространения и развития карста оказывает также подземная газификация углей и сланцев, проводимая в разных районах Русской равнины. В процессе горения сланцев и углей образуются фенольные вещества, окись углерода и сернистый газ, которые, поступая в подземные воды, резко увеличивают их агрессивность. Эти воды, контактируя с карбонатными породами, энергично их выщелачивают, что отмечено в Подмосковном и Донецком каменноугольных бассейнах и на Прибалтийском сланцевом месторождении.

Изменение режима природных вод. Большое влияние на усиление карстовых процессов оказывают откачка подземных вод, создание крупных водохранилищ, строительство оросительно-обводительных систем и другие водохозяйственные и мелиоративные мероприятия, проведение которых сопровождается резким изменением режима поверхностных и подземных вод.

Откачка подземных вод, связанная преимущественно с разработкой месторождений полезных ископаемых и водоснабжением, проводится в широких масштабах. Только в пределах Русской равнины ежегодно из недр земли изымается 95—105 км³ подземных вод, или около 10% от общего количества естественных возобновляемых ресурсов. Это сопровождается резким изменением уровня, режима фильтрации и химического состава подземных вод (Котлов, 1963, 1970).

Длительная и концентрированная откачка подземных вод ведет к значительному понижению их уровня и формированию депрессионных гидрологических воронок, размеры которых зависят от гидрогеологических особенностей территории, а также от величины и продолжительности водозабора. В условиях затрудненной связи поверхностных и подземных вод развиваются громадные депрессионные воронки, оказывающие влияние иногда на площадь более 100 тыс. км² (Устюжанин, 1973).

При понижении уровня подземных вод реки оказываются как бы в «подвешенном состоянии», это усиливает инфильтрацию и в

значительной мере снижает речной сток. Так, в районе Курской магнитной аномалии, где добыча железных руд ведется преимущественно открытым (карьерным) способом с интенсивной откачкой подземных вод, годовой сток рек в зоне развития депрессионной воронки сократился на 20—50%, а меженный — на 30—100, тогда как на участках сброса недrenируемых подземных вод сток увеличился соответственно на 30—70 и 50—130% (Устюжанин, 1973).

Изменение водного режима значительных территорий, связанное с длительной откачкой подземных вод, оказывает существенное влияние на активизацию и особенности распределения карста. Этому способствует также и подъем в более высокие горизонты сильно минерализованных глубинных преимущественно хлоридных вод, вызванный откачкой пресных подземных вод.

Значительное влияние на изменение интенсивности карстовых процессов оказывает создание на равнинных реках крупных водохранилищ, которые существенным образом изменяют гидрогеологическую обстановку и гидродинамические условия в зоне подпора подземных вод. Подъем уровня воды в реке определяет увеличение зоны горизонтальной циркуляции, где карстовые процессы наиболее активны. Особенно интенсивно карст развивается в интервале сливной призмы водохранилища. Антропогенный карст отмечается на берегах Каховского, Камского, Цимлянского, Павловского и других водохранилищ.

В связи с активизацией процессов выщелачивания и механического размыва на берегах водохранилищ наблюдается омоложение старых и возникновение новых поверхностных и подземных карстовых форм. В береговых обрывах развиваются глубокие преимущественно коррозийные ниши.

Интенсивность антропогенной карстовой денудации на берегах водохранилищ, особенно в первые годы их существования, во много раз превышает естественную. Экспериментальными исследованиями установлено, что на Камском водохранилище при скорости движения воды 12 м/ч и температуре 10°С с площади 1 см² за 1 час растворяется 10 мг гипса (Печеркин и др., 1965), или 380 870 м³/км²-год. Естественная же карстовая денудация для данного региона составляет около 133 м³/км²-год (Горбунова, 1965). Следовательно, ускоренная антропогенная карстовая денудация в 3000 раз превышает естественную. Это ведет к быстрому разрушению закарстованных берегов, сложенных гипсами и ангидридами, которые независимо от их высоты отступают в среднем на 2—2,5 м в год (Печеркин, 1969, 1970).

Особенно широкое распространение получают карстовые провалы, достигающие иногда 20 м в диаметре и 15 м глубины. Среди них выделяется огромный карстовый провал, образовавшийся на береговом склоне Куйбышевского водохранилища (на второй год его эксплуатации) в 7 км к западу от устья р. Усы. Длина этого провала около 200 м, ширина 90 м, наибольшая глубина

25 м. В отвесных стенках провала обнажились известняки и доломиты (Реутская, 1964).

Усиление карстовых процессов отмечается не только в береговых обрывах, но и распространяется на широкую полосу побережья, захватывая иногда приводораздельные пространства. Это подтверждается увеличением числа провалов и повышением скорости проседания поверхности земли. Так, на территории пос. Палазна с 1900 по 1955 г. было отмечено лишь два провала, тогда как после создания Камского водохранилища с 1956 по 1961 г. образовалось одиннадцать новых провалов, причем только в 1959 г. было зарегистрировано четыре провала (Лукин, 1964).

Широко распространен антропогенный карст в районах проведения работ по орошению и обводнению. В последние годы на Русской равнине увеличивается площадь орошаемых и обводняемых земель. К наиболее крупным оросительно-обводнительным системам Русской равнины относятся Ингулецкая, Северокрымская, Краснознаменная, Азовская и Каховская. В зоне строительства оросительных каналов в результате утечки воды через стенки и дно канала значительно активизируются карстово-суффозионные процессы. Особенно интенсивны они на Северокрымском канале, где под песчаными отложениями, отличающимися высокой инфильтрационной способностью, залегают сильно трещиноватые карбонатные породы (Чикишев, 1976).

В городах и крупных поселках на интенсивность карстовых процессов значительное влияние оказывает строительство промышленных предприятий, жилых домов и дорог. Специальными исследованиями установлено, что после застройки закарстованных участков интенсивность карстовых процессов иногда снижается, но чаще резко возрастает, как это отмечалось, например, для территории г. Кунгура. Усиление карстовых процессов на застроенных участках определяется в основном следующими факторами: а) удалением при строительстве зданий и дорог верхней, наименее проницаемой, части отложений; б) плохой планировкой, созданием искусственных углублений, несовершенным отводом поверхностных вод; в) большими потерями воды из трубопроводов (Лукин, 1972).

Изменение почвенно-растительного покрова и условий инфильтрации вод, в связи с развитием лесного и сельского хозяйства играет важную роль в развитии карста. Еще А. И. Воейков (1892, 1894) писал, что развитие голого карста в Средиземноморье связано с вырубкой леса и неумеренным выпасом скота, уничтожающим растительность и разбивающим дерн. Это приводит к разрушению тонкого рыхлого слоя и обнажению коренных пород. Интересно, что прекращение выпаса коз в 1948 г. на плато Крас и в других районах Динарид (Югославия) привело к довольно быстрому возобновлению здесь древесно-кустарниковой растительности (Чикишев, 1967б). Голый карст образуется также при распашке почв в задернованном

динарском карсте. По исследованиям И. Гамза (Gams, 1973), скорость почвенной эрозии на таких участках достигает 0,5 см в год, причем глинистая почва подвержена более интенсивной эрозии, чем песчаная. Это связано с более интенсивным поверхностным стоком на глинах, а также более широким развитием трещин на глинистой поверхности в сухое время года.

В средних широтах в условиях преимущественно покрытого карста, интенсивное развитие сельского хозяйства и широкое проведение агротехнических, фитомелиоративных и мелиоративно-технических (гидротехнических) мероприятий способствовали значительному расширению пахотных земель, усилению плоскостной и линейной эрозии, сокращению лесных массивов, увеличению инфильтрации дождевых и талых снеговых вод, загрязнению почвогрунтов и природных вод органическими и минеральными веществами. Увеличению инфильтрации вод особенно способствуют зяблевая (осенняя) вспашка, снегозадержание на полях, лункование, щелевание, кротование, лесомелиорация и строительство искусственных водоемов. В связи с возрастающим применением в сельском и лесном хозяйстве химических удобрений и химикатов (пестицидов, биостимуляторов и т. д.) инфильтрационные воды значительно обогащаются химическими соединениями, что сильно повышает их агрессивность.

Все это приводит к резкой активизации карстовых процессов. По наблюдениям Ф. Н. Милькова и А. А. Чибилева (1971), в восточной части бассейна р. Зуши (Среднерусская возвышенность) в результате хозяйственной деятельности за 60 лет (с 1908 по 1969 г.) количество карстовых воронок увеличилось почти на 30% (с 296 до 376 на площади около 1000 км²), причем в некоторых местах число воронок удвоилось и даже утроилось. Примерно такое же увеличение интенсивности карстовых процессов отмечается и в бассейнах рек Воргол, Большая Чернава и Пальна (левые притоки р. Сосны), где проводятся большие агротехнические и мелиоративные работы, расширяются площади пахотных и орошаемых земель, создаются многочисленные водоемы (Михно, 1975). Значительное расширение пахотных земель и сильное обезлесение многих районов привело к увеличению плоскостного смыва. Это, в свою очередь, способствовало заилению водопоглощающих форм и тампонированию подземных карстовых полостей, что определило на отдельных участках затухание карстовых процессов.

Изменение естественного рельефа и структуры горных пород в горнопромышленных районах и на участках крупного промышленного, гражданского и транспортного строительства, связанное с разработкой и перемещением горных пород, сопровождается изменением их физических и механических свойств, что способствует интенсивному развитию антропогенного карста. Карстовые формы, образование которых «связано с промышленной деятельностью людей, преимуществен-

но подземной разработкой полезных ископаемых», Ф. Н. Мильков (1973, с. 102) относит к промышленному (индустриальному) карсту.

При открытом способе добычи карбонатных и сульфатных пород нередко создаются большие карьеры (до 1,5 км в поперечнике и почти 100 м глубиной), окруженные высокими отвалами в виде гряд и холмов сложного морфологического строения (рис. 8). Создание таких крупных антропогенных котловин нарушает есте-



Рис. 8. Антропогенный котловинно-грядовый рельеф в районе г. Губкина

ственное природное равновесие, вызывает существенное изменение режима поверхностных и подземных вод и определяет активизацию карстовых процессов.

Условия для интенсивного развития карстово-суффозионных и провально-просадочных процессов возникают и в районах подземной разработки известняков, доломитов и гипсов, где создаются сложные системы подземных полостей и проходов. В таких районах карстово-антропогенные формы получают широкое распространение. В Среднем Поволжье, например, в местах подземной добычи карбонатных и сульфатных пород провальные и карстовые формы, достигающие 60 м в диаметре и 20 м глубины, охватывают иногда 20—25% территории, занятой подземными выработками (Чарушин и др., 1969).

Весьма активен антропогенный карст в районах подземной добычи каменной соли (Ново-Карфагенское, Славянское, Ефремовское, Мозырское, Яр-Бишкадакское, Илецкое месторождения),

где образуются глубокие (до 100 м и более) и значительные по протяженности (до 300 м и более) полости, отделенные друг от друга целиками породы. Наличие мельчайших трещин в кровле этих полостей способствует интенсивному развитию карстовых процессов, которые особенно усиливаются на участках дренажа надсолевых вод, проводившегося раньше для защиты горных выработок от поверхностных и подземных потоков. Активизация антропогенного карста приводит к широкому развитию просядок, провальных котловин и мульд оседания, формирующихся над старыми и ныне действующими шахтами.

Иногда при проходке шахтных стволов в соляную толщу проникают слабоминерализованные надсолевые воды. Это определяет интенсивное развитие процессов выщелачивания и образование в стволе шахты карстовых полостей. Такой случай был описан на Березниковском калийном руднике, где при проходке шахтного ствола произошел прорыв надсолевых вод, приток воды в выработку продолжался более двух месяцев и был остановлен лишь после закачивания в затюбинговое пространство значительного количества цементного раствора. Общий объем пустот, образовавшихся за это время движущимися водами (если судить по расходу цементного раствора), превысил, очевидно, 586 м³ (Бельтюков, Голубев, 1966).

Особое положение занимает антропогенный карст, связанный с искусственным подземным выщелачиванием соляных залежей. Выщелачивание через буровые скважины промышленных рассолов, являющихся сырьем для химической и соляной промышленности, более простой и экономичный способ по сравнению с добычей соли подземными горными выработками, когда в межкамерных целиках и в кровле остается до 40—50% каменной соли. Впервые подземное выщелачивание соляных залежей через буровые скважины было осуществлено в нашей стране в 1910 г. на Ново-Карфагенском месторождении каменной соли. В настоящее время в Советском Союзе в рассолах извлекается более 30% каменной соли, добываемой подземным способом, причем доля естественных хлоридно-натриевых рассолов весьма невелика. К 1980 г. общая добыча рассолов достигнет 35—40 млн. м³/год (Дудко, 1969). Это указывает на дальнейшее интенсивное развитие антропогенного карста.

В результате добычи каменной соли способом подземного выщелачивания создаются огромные антропогенно-карстовые полости, имеющие преимущественно цилиндрическую форму. Это сопровождается оседанием земной поверхности и формированием крупных воронок, просядок и провалов.

Антропогенные карстовые процессы развиваются и в районах откачки природных рассолов для нужд химической и пищевой промышленности. Наиболее широко природные рассолы эксплуатируются в Соликамской впадине, где с 1430 по 1970 г. было пробурено около 200 скважин, причем только за «период с 1760

по 1946 г. извлечено около 35 млн. т растворенной соли, что равно примерно 16,5 млн. м³ извлеченной из недр твердой каменной соли» (Дзенс-Литовский, 1966, с. 109). Откачка природных рассолов на соляных промыслах способствует поступлению в толщу карстующихся пород пресных вод и усилению процессов выщелачивания, особенно на участках скважин (Бельтюков, Семенов, 1970). В настоящее время, однако, добыча естественных рассолов в связи с малым дебитом рассольных скважин и некондиционным составом рассолов сокращается и осуществляется в сравнительно небольших размерах лишь на отдельных старых соляных месторождениях.

Значительные изменения естественный рельеф претерпевает в районах промышленного, гражданского и транспортного строительства, а также в пределах городов и крупных населенных пунктов, где создается большое количество котлованов, траншей, выемок, прорезей, карьеров и других форм антропогенной денудации, что способствует проникновению агрессивных поверхностных вод в толщу горных пород и активизации карстовых процессов. Этому же благоприятствует и широкое развитие в районах строительства антропогенной линейной эрозии, разрушающей рыхлый покров, перекрывающий карстующиеся образования. В результате на таких участках резко активизируется карст.

Степень влияния антропогенных факторов на изменение карстовых процессов в значительной мере зависит от длительности и интенсивности их воздействия, а также от особенностей природной среды. В условиях преобладающего воздействия антропогенных факторов нарушается иногда сложившееся природное равновесие, что ведет к созданию качественно новых антропогенно-карстовых комплексов. Ф. Н. Мильков (1973) подразделяет антропогенные комплексы по целенаправленности их возникновения на прямые антропогенные комплексы, созданные целенаправленной хозяйственной деятельностью, и сопутствующие антропогенные комплексы, возникающие в результате активизации природных процессов, вызванной хозяйственной деятельностью человека. Формы антропогенного карста, за редким исключением, относятся по этой классификации к сопутствующим антропогенным комплексам, образованным нерегулируемыми, стихийными процессами, проявляющимися помимо воли человека.

Особое значение при этом приобретает проблема организации антропогенного мониторинга¹, т. е. создание развитой системы наблюдения, контроля и прогноза современного состояния географической среды, выявления изменений, вызванных антропогенными факторами.

Таким образом, инженерно-хозяйственная деятельность человека, вызывающая существенные, часто необратимые изменения

¹ Термин «мониторинг» (от английского «monitor» — наставник, советчик) переводится как контроль, дозировка.

рельефа, структуры горных пород, режима и химического состава природных вод, а также почвенного покрова и растительности, оказывает большое и разнообразное влияние на развитие и распределение карста. Это приводит в некоторых районах к коренной перестройке отдельных компонентов ландшафта и созданию качественно новых антропогенно-карстовых комплексов. Особое значение приобретают вопросы: а) систематического изучения антропогенных воздействий на карст, б) исследования закономерностей антропогенного карста в различных физико-географических условиях, в) создания теории прогноза антропогенного карста, г) разработки научных основ защиты природных ресурсов от отрицательного воздействия стихийных карстовых процессов, вызванных хозяйственной деятельностью человека.

В развитии карста доминирующую роль играют процессы выщелачивания горных пород природными водами. Вопросы растворимости и скорости растворения карстующихся пород, а также растворяющей способности водных растворов наиболее полно рассмотрены в работах Ф. Ф. Лаптева (1939), Д. С. Соколова (1962), Г. А. Максимовича (1963) и Н. А. Гвоздецкого (1972).

РАСТВОРИМОСТЬ КАРСТУЮЩИХСЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Особенности развития карста в значительной мере определяются различной растворимостью карбонатных, сульфатных и галоидных пород¹. Вопрос о растворимости пород крайне сложен и до последнего времени недостаточно изучен. Трудности решения его были связаны с отсутствием ясных представлений о межмолекулярных силах, действующих в растворах и определяющих растворимость, и с неразработанностью общей теории жидкости. Применительно к карстующимся отложениям (известняки, доломиты, гипсы, ангидриты и каменная соль) этот вопрос наиболее детально рассмотрен Д. С. Соколовым (1962), который проанализировал зависимость растворения от величины энергии кристаллических решеток, структуры и размеров кристаллов, а также от наличия примесей, определяющих неравномерное выщелачивание пород и морфологию карстовых образований.

При растворении кристаллическая решетка минералов, в которой ионы связаны силами электростатического притяжения,

¹ В природных водах, содержащих уголекислоту, при температуре 10° растворимость каменной соли составляет 357,2 г/л, гипса — 2,05 г/л, известняка — 0,055 г/л. Если принять растворимость карбонатов за единицу, то соотношение указанных величин составит 6494 : 37 : 1 по массе, или 7970 : 43 : 1 по объему породы. Следовательно, одинаковым количеством природной воды может быть растворено в 7—8 тысяч раз больше NaCl, чем CaCO₃ (Короткевич, 1961).

разрушается. Экспериментальными исследованиями установлена обратная зависимость между растворимостью и энергией кристаллической решетки, которая определяется радиусом и зарядом составляющих ее ионов (Соколов, 1962). Среди карстующихся образований наибольшей растворимостью характеризуется каменная соль, величина энергии решетки которой в 4 раза меньше, чем доломита и в 3,5 раза меньше, чем ангидрита.

Различия в растворимости доломита и известняка, а также гипса и ангидрита незначительны (3—5%), причем они изменяются в зависимости от состава водных растворов и температуры. С увеличением содержания углекислоты растворимость кальцита (при $t=25^\circ$) увеличивается быстрее, чем доломита. При увеличении в растворе содержания ангидрита растворимость кальцита уменьшается, а доломита — растет. При повышении температуры растворимость кальцита и доломита снижается, но доломита меньше, чем кальцита; однако при температуре выше 55° ($p\text{CO}_2=1$ атм) растворимость доломита становится более высокой, чем кальцита (Соколов, 1962). На растворимость сульфатных и галоидных пород углекислота почти не оказывает влияния, они могут растворяться в чистой (лишенной примесей) воде. В то же время растворимость этих пород значительно повышается при наличии в растворе солей, не имеющих общего иона с твердой фазой. При температуре ниже 42° , т. е. при температуре, которая доминирует в природной обстановке, растворимость ангидрита выше¹, чем гипса (Соколов, 1962).

На растворимость влияет также кристаллическая структура. Экспериментальными исследованиями установлено (Страхов, 1951), например, что растворимость в чистой воде углекислого кальция, кристаллизующегося в ромбической системе (арагонит), примерно на 9% выше, чем растворимость углекислого кальция, кристаллизующегося в тригональной системе (кальцит). Тонкозернистые разности карбонатных и сульфатных пород отличаются повышенной растворимостью по сравнению с крупнокристаллическими. Этим определяется, в частности, относительно высокая закарстованность мелкокристаллических и среднекристаллических карбонатных отложений. Наибольшая закарстованность наблюдается, однако, в разномзернистых породах, пронизанных обычно крайне прихотливой и неравномерной сетью каналов и каверн.

В то же время нередко отмечаются отклонения от указанной закономерности, вызванные своеобразием природных комплексов. Исследуя растворимость карбонатных образований, Ф. Ф. Лаптев (1939) показал, что наиболее растворимы среднезернистые и особенно разномзернистые породы, тогда как мелкозернистые и круп-

¹ По экспериментальным данным А. М. Кузнецова (1947), при фильтрации дистиллированной воды гипс выщелачивается быстрее, чем ангидрит, причем насыщение воды гипсом в трещине шириной 1 мм при скорости 0,05 см/с происходит через 1,5—2 м. Этот результат объясняется более высокой скоростью растворения гипса по сравнению с ангидритом.

нокристаллические значительно труднее растворимы. По данным Э. Юргенсона (1959), наибольшей кавернозностью (общий объем полостей достигает 15—20% от массы породы) характеризуются крупнокристаллические доломиты, которые уже при непродолжительном выветривании легко превращаются в доломитовую муку. В мелкокристаллических доломитах каверны встречаются редко, суммарный объем их не превышает 5%. Повышенную закарстованность крупнокристаллических пород в природных условиях следует ожидать, очевидно, «в тех случаях, когда карстовые воды движутся турбулентно и скорость их движения достаточна для эрозивного воздействия на стенку трещины или канала» (Гвоздецкий, 1972, с. 116).

На растворимость карстующихся пород значительное влияние оказывают находящиеся в них примеси. Выделяют примеси, затрудняющие процесс растворения и ускоряющие его. К первым относятся нерастворимые примеси (глина, битуминозное вещество), которые в процессе выщелачивания породы покрывают поверхности кристаллов коллоидными пленками, препятствующими дальнейшему растворению минералов. Именно поэтому глинистые и битуминозные разновидности карбонатных пород характеризуются относительно меньшей закарстованностью. «В районах же, где известняки содержат 20—30% примеси алюмосиликатов, карст, как правило, совершенно не проявляется» (Федорович, 1949, с. 140). В битуминозных известняках карстовые процессы получают некоторое развитие лишь после разрушения химическими реакциями битуминозного вещества и образования органической сульфоновой кислоты, которая, действуя на карбонат кальция, образует легкорастворимые соли сульфоновой кислоты (Колодяжная, 1967, 1970). Ко второй группе примесей относятся примеси, отличающиеся большей растворимостью, чем основная порода. В этом случае процессы растворения ускоряются, что связано с повышением растворяющей способности раствора в связи с переходом в него более растворимого вещества (Соколов, 1962). Большое значение имеют включения сульфидов, окисление которых приводит к образованию серной кислоты и резкому повышению агрессивности природных растворов.

Таким образом, состав породы играет исключительно важную роль в развитии карста. Наиболее интенсивно карстовые процессы протекают в химически чистых известняках, доломитах, гипсах, ангидритах и различных солях. Факторами, затормаживающими развитие карста, являются глинистость, кремнистость и битуминозность породы. Наличие в породе нерастворимых примесей не только ослабляет карстовые процессы, но и влияет на характер карстовых форм. По наблюдениям А. И. Дзенс-Литовского (1966), например, в чистой каменной соли образуются преимущественно глубокие карстовые воронки, тогда как в полосчатой соли, содержащей тонкие прослойки доломита, ангидрита и глины, возникают обычно мелкие блюдцеобразные формы.

Заметным увеличением растворимости характеризуются породы, находящиеся в сильно напряженном состоянии. Это связано с разностью давлений, под которыми находятся горная порода (более высокое давление) и вода, заключенная в трещинах. Расчеты показали, что под влиянием разности давлений, равной 1000 бар, растворимость CaCO_3 в насыщенном растворе почти в 4,4 раза выше по отношению к условиям, когда обе фазы находятся при одинаковом давлении. То же отмечается и для сульфата кальция. Следовательно, подземные воды, циркулирующие по напряженным и ненапряженным горным породам, могут быть агрессивными и неагрессивными. «В результате может происходить процесс растворения пород в напряженных зонах и выпадения осадков — в ненапряженных» (Огильви, 1956, с. 12).

РАСТВОРЯЮЩАЯ СПОСОБНОСТЬ ПРИРОДНЫХ ВОД

Растворяющая способность природных вод отличается большой изменчивостью. Она зависит от многих факторов и является своеобразным фокусом сложного взаимодействия всех компонентов географического ландшафта.

Для оценки растворяющей способности природных вод, имеющих обычно сложный состав, Ф. Ф. Лаптев (1939) предложил понятия «емкость растворителя» (дефицит насыщения) и «интенсивность агрессии». Карбонатная емкость природных растворов зависит прежде всего от содержания углекислоты и солей, а также от температуры воды. По наблюдениям Ф. Ф. Лаптева, карбонатная емкость «большинства природных вод... равна содержанию агрессивной углекислоты в данной воде» (Лаптев, 1939, с. 13). Это положение, однако, справедливо лишь по отношению к условиям закрытых равновесных систем (Соколов, 1962). В природе же господствуют открытые системы, в которых значения растворимости оказываются совершенно иными, поскольку здесь взамен израсходованной на растворение углекислоты в раствор непрерывно поступают новые ее количества. Следовательно, устанавливаемое «экспериментально количество свободной, а тем более агрессивной CO_2 не выражает той карбонатной емкости, которой обладают воды в природной обстановке», так как «карбонатная емкость природных гидрокарбонатных вод существенным образом связана с диффузией CO_2 » (Соколов, 1962, с. 115).

На основе анализа количественной оценки величины растворимости карбоната кальция углекислыми водами и ее составляющих в условиях открытой системы Д. С. Соколовым сделаны следующие важные выводы: а) относительная роль карбонатной емкости чистой (не содержащей углекислоты) воды снижается по мере увеличения в воде CO_2 ; б) карбонатная емкость воды в условиях закрытой системы по мере увеличения содержания угле-

кислоты в воде закономерно увеличивается; в) диффузионная карбонатная емкость по мере повышения содержания углекислоты в растворе вначале быстро растет и при CO_2 , равном 3 мг/л, достигает своего максимума (84,3%), а затем при дальнейшем повышении содержания CO_2 она медленно снижается и при CO_2 , равном 188,0 мг/л, составляет всего 1,2%.

Если в выщелачивании карбонатных пород углекислые воды играют наибольшую роль, то в растворении сульфатных и галогидных образований значение их невелико. Более того, с увеличением содержания углекислоты в воде растворимость сульфатных и галогидных отложений снижается. Ф. Ф. Лаптев (1939) показал, что наличие в растворе хлористого натрия и других солей (Na_2SO_4 , MgSO_4 , MgCl_2) повышает карбонатную емкость раствора, причем эти соли действуют «фактически также как и соответствующее увеличение концентрации свободной углекислоты» (Лаптев, 1939, с. 37). Аналогичные результаты были получены и в отношении влияния NaCl и MgCl_2 на скорость растворения сульфатных пород (Лаптев, 1939; Кузнецов, 1947). Экспериментальными исследованиями установлено, что растворимость гипса при увеличении в растворе NaCl быстро возрастает. Если в обычных условиях растворимость гипса составляет 2—2,5 г/л, то при концентрации NaCl в растворе 140 г/л она повышается до 7 г/л. Затем растворимость гипса несколько снижается, но даже при очень больших концентрациях NaCl остается довольно высокой. Присутствие в воде CaCl_2 , напротив, снижает растворимость гипса (Кузнецов, 1947).

Значительный интерес представляет вопрос о карбонатной емкости растворов, содержащих общий ион с твердой фазой. Рассмотрение этого вопроса на примере анализа зависимости между растворимостью CaCO_3 и содержанием в растворах CaSO_4 показало, что с увеличением в растворе концентрации CaSO_4 растворимость CaCO_3 нередко (почти в 50% случаях) увеличивается (Соколов, 1962). Это связано с воздействием на карбонаты в сложных растворах других ионов, подавляющих снижение растворимости CaCO_3 , вызванное ростом концентрации одноименных ионов.

На растворимость углекислоты в воде, в значительной мере определяющей ее агрессивность, существенное влияние оказывает температура. С повышением температуры растворимость углекислоты уменьшается. Однако степень влияния этого фактора в разных температурных интервалах различна. Так, в интервале от 0 до 10° растворимость снижается примерно на 30%, а от 20 до 30° — на 25% (Страхов, 1951). Следовательно, на растворимость углекислого газа и связанную с ней углекислую агрессивность природных вод существенное влияние оказывают термодинамические условия. С повышением температуры карбонатная емкость углекислых вод (при $p\text{CO}_2=0,00032$ атм) снижается. Напротив, растворимость хлористых и сернокислых солей с повышением тем-

пературы увеличивается, поскольку повышение «температуры усиливает колебательные движения частиц в кристаллической решетке солей и тем самым ослабляет в ней силы притяжения между ионами» (Дзенс-Литовский, 1966, с. 17).

Соотношение влияния солей и углекислоты, а также роль температуры в формировании общей карбонатной емкости детально рассмотрены Н. М. Страховым (1951), который пришел к следующим основным выводам.

1. «При низких соленостях (1% NaCl) до 60—73% всей массы растворенного CaCO₃ переводится в раствор именно благодаря участию CO₂. Но с повышением солености роль CO₂ в формировании карбонатной емкости непрерывно падает и сходит (при 20—25% NaCl) всего до 32—36%. Иными словами, с повышением минерализации раствора соли во все большей степени выходят на авансцену и становятся главным решающим фактором растворимости CaCO₃; роль же CO₂ все падает» (Страхов, 1951, с. 27).

2. «Влияние температуры на формирование карбонатной емкости природных вод далеко уступает не только влиянию (основной) солевой массы раствора, но и влиянию CO₂» (Страхов, 1951, с. 28—29).

Растворимость карстующихся пород зависит также от скорости потока. С увеличением скорости движения растворителя интенсивность растворения и величина выноса растворенной породы возрастают. В этом отношении интересны исследования Е. М. Абашидзе (1967), содержащие данные о растворении стенок трещин глауконитовых известняков, а также прогноз ожидаемого раскрытия трещин за определенный промежуток времени. Ею установлено, что растворимость глауконитовых известняков зависит от скорости потока в трещинах, причем с увеличением скорости хотя и снижается насыщенность раствора, поскольку углекислота не успевает воздействовать на поверхность стенок трещин, образованных в породе, однако интенсивность выноса растворимого материала непрерывно возрастает, что приводит к более быстрому расширению трещин.

РОЛЬ КОНДЕНСАЦИОННЫХ ВОД В КАРСТООБРАЗОВАНИИ

Наряду с поверхностными, инфильтрационными и инфлюационными водами в карстообразовании принимают участие также конденсационные воды, образующиеся в теплое время года за счет влаги, принесенной воздухом в толщу карстующегося массива. Растворяя углекислоту подземного воздуха, конденсационные воды обладают значительной агрессивностью. Особенно благоприятными условиями для конденсации влаги характеризуются

небольшие полости, расположенные на значительной глубине от поверхности.

Количественные данные о конденсации влаги в подземных полостях содержатся в работах Т. И. Устиновой (1956б), И. Г. Глухова (1965); В. С. Лукина (1969); В. Н. Дублянского и В. В. Илюхина (1971). И. Г. Глухов (1965) установил, что на долю конденсационных вод, образующихся в известняковой толще Горного Крыма, приходится 55 мм/год, или примерно 9% от выпадающих здесь осадков. По исследованиям В. Н. Дублянского и В. В. Илюхина (1971), эта величина составляет 7,1% от годовой нормы осадков, а среднее количество конденсационной влаги в пещерах Крыма равно 3,54 л на 1 м³ полости. В Кунгурской ледяной пещере, характеризующейся интенсивным воздухообменом, в летний период конденсируется более 140 т воды (Лукин, 1969), что составляет примерно 1,4 л на 1 м³ полости (объем пещеры около 100 000 м³). Исходя из этих данных, мы подсчитали, что в Горном Крыму за счет конденсационных вод выщелачивается примерно 5,3% карстующихся пород (Чижишев, 1975). В средней полосе Русской равнины, характеризующейся континентальным умеренно влажным климатом, эта величина, судя по данным В. С. Лукина (1969), еще меньше.

Таким образом, роль конденсационных вод в формировании карстовых полостей сравнительно невелика, причем воздействие их на горную породу как агента денудации ограничивается в основном теплым периодом. Зимой циркуляция воздуха в карстующихся массивах сопровождается испарением подземных вод, поскольку поступающий в подземные полости холодный воздух отличается большой сухостью. Отсюда В. С. Лукин (1969) делает вывод, что доля конденсации (и испарения) в балансе карстовых вод в районе Уфимского плато составляет менее 1%. Наибольшую роль в развитии карста конденсационные воды играют, по-видимому, в засушливых областях Русской равнины.

КОРРОЗИЯ СМЕШИВАНИЯ

Для развития карста, особенно подземного на участках пересечения тектонических и литогенетических трещин, важное значение имеет коррозия смешивания (*Mischungskorrosion*), связанная с увеличением агрессивности углекислых вод при их смешивании. Агрессивная смесь получается даже при смешивании двух неагрессивных вод. Впервые это явление было описано А. Н. Бунеевым (1932) и Ф. Ф. Лаптевым (1939). Позже большое внимание этому уделил А. Бёгли (Bögli, 1964). Наибольшей агрессивности подземные воды достигают при смешивании инфильтрационных мягких талых вод с жесткими карстовыми водами, что хорошо иллюстрируется графиком, составленным Ф. Ф. Лаптевым (рис. 9). «В этом случае точки смешанных вод расположат-

ся на кривой равновесия в большом удалении друг от друга, и поэтому прямая, на которой расположатся точки смешанных вод, пройдет далеко от кривой внутри ее изгиба, показывая высокую агрессивность» (Гвоздецкий, 1972, с. 90).

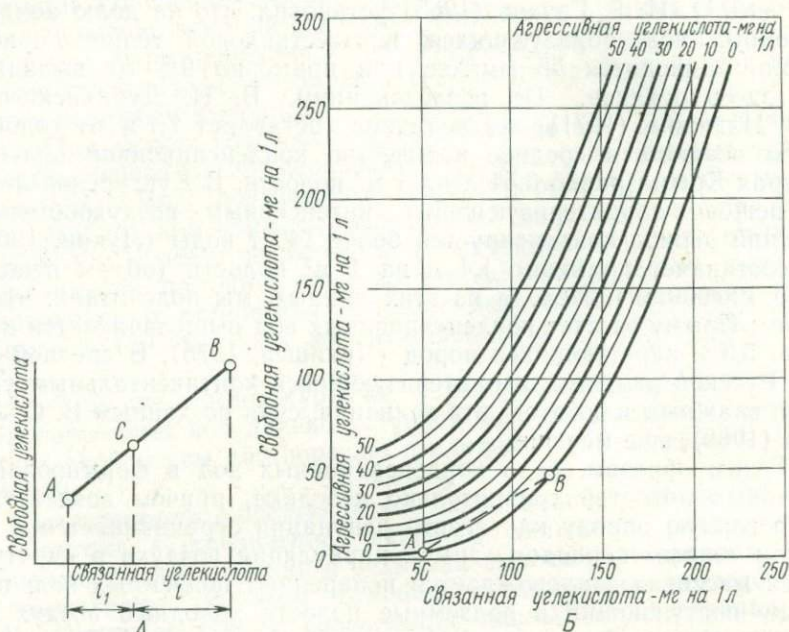


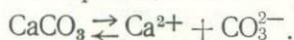
Рис. 9. Агрессивность смеси двух неагрессивных вод (по Ф. Ф. Лаптеву): А — соотношения связанной и свободной углекислоты в смесях вод; Б — пояснение агрессивности смеси двух находящихся в равновесии неагрессивных вод на графике для вычисления агрессивной углекислоты

Следовательно, при смешении двух насыщенных карбонатом кальция потоков, имеющих разную жесткость, высвобождается активная углекислота, поскольку смешанная вода требует меньше углекислоты для равновесия, чем содержится ее в двух отдельных растворах. Высвободившаяся углекислота способствует дальнейшему развитию карстовых процессов.

ПРОЦЕСС РАСТВОРЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Карбонатные породы могут растворяться лишь водами, содержащими углекислоту или другие минеральные и органические кислоты. Процесс растворения известняка природными водами, содержащими свободную углекислоту, происходит довольно слож-

но. А. Бёгли (Bögli, 1960) выделил четыре основные фазы растворения известняка. В первой фазе известняк растворяется в воде, без всякого участия содержащейся в ней углекислоты:



Во второй и третьей фазах положительные ионы водорода вступают в воде в реакцию с CO_3^{2-} -ионом первой фазы. Во второй фазе часть (0,7%) растворенной углекислоты вступает в ре-

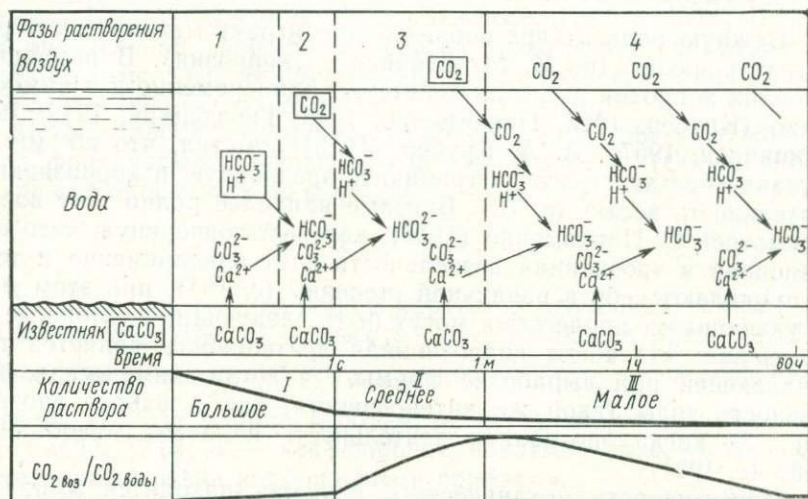
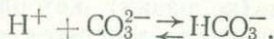
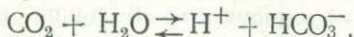


Рис. 10. Схема растворения известняка (по А. Бёгли, 1960)

акцию с водой и образуется угольная кислота, которая реагирует своим H^+ -ионом с CO_3^{2-} -ионом растворенного карбоната кальция:



В результате из раствора, находящегося в равновесии, выносятся CO_3 , что определяет дальнейшее растворение известняка. В третьей фазе также физически растворенная углекислота становится химически растворенной, образуя угольную кислоту, в связи с чем процесс растворения известняка продолжается:



Общее количество известняка, растворенного во вторую и третью фазы, определяется первоначальным содержанием в воде CO_2 . В четвертой фазе вследствие диффузии атмосферной углекислоты в воду происходит растворение новых порций известняка. Это продолжается до тех пор, пока не наступит равновесие между CO_2 в воздухе и в насыщенном бикарбонатом кальция растворе (рис. 10).

А. Бёгли (Bögli, 1960) исследовал также скорость, при которой известняк переходит в раствор во всех четырех фазах процесса растворения. По его мнению, в первых двух фазах растворение идет очень быстро, причем большее количество известняка переходит в раствор уже в первую секунду, хотя время, необходимое для достижения равновесия, изменяется от 24 до 60 ч.

КАРСТОВАЯ ЭРОЗИЯ

Важную роль в карстообразовании играет механический размыв или эрозия (по В. М. Дейвису — корразия). В природных условиях коррозия и эрозия действуют одновременно и взаимосвязанно (Крубер, 1915; Пархоменко, 1916; Гвоздецкий, 1949, 1954; Гришанков, 1957). А. А. Крубер (1915) отметил, что во многих случаях «нельзя строго разграничить эрозионную и коррозионную деятельность воды» (с. 78). Впервые наиболее полно этот вопрос рассмотрел С. Пархоменко (1916), который подчеркнул, «что коррозионная и эрозионная деятельность идут одновременно и только проявляют себя в различной степени» (с. 194), при этом между указанными процессами могут быть следующие возможные соотношения: «1) когда коррозионная деятельность является преобладающей при выработке формы, 2) когда химическая деятельность воды такой же интенсивности, как и работа эрозионная..., 3) когда эрозионная деятельность является преобладающей» (с. 195).

Интенсивность механического размыва находится в прямой зависимости от скорости потока. «При малых скоростях движения воды, особенно при ламинарном движении, когда скорости в пограничном слое равны нулю, механическое воздействие воды не проявляется. Разрушение породы в этом случае происходит лишь путем растворения» (Гвоздецкий, 1972, с. 95—96). С увеличением скорости потока, в условиях турбулентного движения, возрастает роль карстовой эрозии (корразии), которая сочетается с растворением, при этом растворение действует «на спайки зерен породы, освобождая зерна от сцепления и облегчая их смыв механическим действием водного потока» (Гвоздецкий, 1958, с. 142).

При наличии в водном потоке песчано-галечного материала карстовая эрозия активизируется. Наиболее интенсивный размыв карстующихся образований стремительными поверхностными и подземными потоками, несущими большое количество песка и гальки, отмечается весной¹ и после сильных дождей. Естественно, в этот период подземные воды производят огромную разрушительную эрозионную работу.

¹ По данным В. Н. Дублянского (1971), расход подземной реки Красной пещеры (Горный Крым) в весеннее время по сравнению с летней меженью увеличивается в 600 раз, при этом транспортирующая энергия ее возрастает в 800 000 раз.

МЕТОДЫ, ПРИМЕНЯЕМЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ ИНТЕНСИВНОСТИ КАРСТОВОЙ ДЕНУДАЦИИ

Количественная оценка интенсивности современных карстовых процессов позволяет прогнозировать особенности развития карста, что имеет важное научное и прикладное значение (Максимович, 1963; Гвоздецкий, 1970; Чикишев, 1971б, 1972б, 1973а). Для определения скорости карстовой денудации применяются следующие методы: Корбеля, карстово-гидрометрический, Уильямса и карстово-гидрохимический.

Метод Корбеля. Скорость карстовой денудации карбонатных пород французский исследователь Ж. Корбель (Corbel, 1959) предложил определять по формуле:

$$X = \frac{4ET_n}{100},$$

где X — скорость поверхностной карстовой денудации, $\text{м}^3/\text{км}^2 \cdot \text{год}$, или $\text{мм}/\text{тысячелетие}$; E — высота слоя стекающей воды, дм ; T — содержание в воде карбоната кальция, $\text{мг}/\text{л}$; $\frac{4}{100}$ — коэффициент перевода весовых единиц в объемные через величину удельного веса CaCO_3 (2,5); n — коэффициент, показывающий, какая часть территории сложена карбонатными породами.

Скорость подземной карстовой денудации вычисляется по формуле:

$$X' = \frac{4E'T'}{100},$$

где X' — скорость подземной карстовой денудации, $\text{м}^3/\text{км}^2 \cdot \text{год}$, или $\text{мм}/\text{тысячелетие}$; E' — высота слоя воды, стекающей под землей, дм ; T' — содержание в подземных водах CaCO_3 , $\text{мг}/\text{л}$.

По данным Ж. Корбеля, общая карстовая денудация представляет собой сумму поверхностной и подземной химической денудации, а также механической эрозии (на долю последней в горных странах приходится 50% от поверхностного растворения, а на равнинах — 10%).

По методу Корбеля была подсчитана скорость карстовой денудации для многих районов земного шара, а также для некоторых карстовых участков Советского Союза. Она изменяется в широких пределах, причем с повышением местности на каждые 1000 м увеличивается примерно вдвое.

Карстово-гидрометрический метод предложен польским исследователем М. Пулиной (Pulina, 1968). Формула его имеет вид:

$$D = \frac{12,6 \cdot QT}{P},$$

$$\text{так как } V = \frac{Q}{P} \cdot 1000,$$

$$\text{то } D = 0,0126 \cdot VT,$$

где D — скорость карстовой денудации, $\text{м}^3/\text{км}^2 \cdot \text{год}$, или $\text{мм}/\text{тысячелетие}$; Q — средний годовой сток, $\text{м}^3/\text{с}$; T — содержание в воде растворимой карстующейся породы, $\text{мг}/\text{л}$; V — модуль стока, $\text{л}/\text{с} \cdot \text{км}^2$; P — площадь карстующихся пород, км^2 .

Этот метод М. Пулина (Pulina, 1971) применил для подсчета скорости карстовой денудации многих карстовых районов, расположенных в зонах умеренного и субтропического климата. Однако он не дает описание гидрометрического метода, а приводит лишь конечные формулы. Возможно, этот метод выведен эмпирически.

Название «гидрометрический метод», употребляемое М. Пулиной применительно к методу оценки интенсивности карстовой денудации, не совсем удачно, поскольку так называется один из гидрологических методов, широко применяемый при гидрогеологических, гидрологических, географических, а также и карстоведческих исследованиях. Указанный метод правильнее и точнее называть карстово-гидрометрическим.

Независимо от М. Пулины нами было показано, что карстово-гидрометрический метод является модификацией метода Корбеля. Слой стока за определенный промежуток времени и с определенной площади равен (Давыдов и Конкина, 1958, с. 281):

$$Y = \frac{86400 \cdot TQ}{P \cdot 10^6} \cdot 1000,$$

где Y — величина слоя стока, мм ; T — время, сутки ; Q — расход потока, $\text{м}^3/\text{с}$; P — площадь бассейна, км^2 .

Подставляя это выражение в формулу Ж. Корбеля, получаем:

$$D = \frac{4 \cdot 86400 \cdot 365 \cdot QT}{P \cdot 1000 \cdot 100 \cdot 100},$$

или

$$D = \frac{12,6 \cdot QT}{P}$$

и

$$D = 0,0126 \cdot MT,$$

где D — скорость карстовой денудации, $\text{м}^3/\text{км}^2 \cdot \text{год}$, или $\text{мм}/\text{тысячелетие}$; Q — среднегодовой расход, $\text{м}^3/\text{с}$; T — содержание в воде карбоната кальция, $\text{мг}/\text{л}$; P — площадь бассейна, км^2 ; M — модуль стока, $\text{л}/\text{с} \cdot \text{км}^2$.

Карстово-гидрометрический метод впервые применен нами в 1967 г. для подсчета скорости карстовой денудации Валдайской возвышенности. Результаты этих исследований в мае 1969 г. были доложены на VI пленуме карстовой секции АН СССР. Позже кар-

ство-гидрометрическим методом нами была подсчитана скорость карстовой денудации для многих карстовых регионов СССР.

Подсчет карстовой денудации карстово-гидрометрическим методом осложняется несовпадением границ поверхностных и подземных водосборов. Это требует предварительного детального карстологического анализа изучаемой территории.

Интенсивность карстового процесса в значительной мере связана с объемом стока и поэтому сильно меняется по сезонам года и в разные годы, что хорошо выявляется при анализе данных, полученных карстово-гидрометрическим методом. Имея данные по сезонам года и за отдельные годы, можно проследить динамику карстовых процессов во времени. Общий показатель скорости карстовой денудации подсчитывается по среднесезонным данным, причем чем больше ряд наблюдений, тем значение показателя ближе к действительной величине.

Таким образом, величина общего показателя интенсивности карстового процесса, полученная карстово-гидрометрическим методом, является усредненной как по территории, так и во времени.

Метод Уильямса. Кроме рассмотренных нами модификаций формулы Корбеля существуют и другие. Наибольший интерес среди них представляет выражение, предложенное П. И. Уильямсом (Williams, 1963):

$$X = \frac{E(T_c + T_m)}{10D},$$

где X — скорость карстовой денудации, мм/тысячелетие; E — сток, дм; T_c — содержание в воде кальция, мг/л; T_m — содержание в воде магния, мг/л; D — плотность известняка.

Карстово-гидрохимический метод. Если объем выносимой из карстового массива породы отнести к площади, то равенство примет вид:

$$C = \frac{V}{P},$$

поскольку $V = \frac{86\,400 \cdot 365 \cdot WT}{2,5 \cdot 1\,000\,000\,000}$,

то $C = \frac{0,0126 \cdot WT}{P}$,

где C — скорость карстовой денудации, м³/км²·год, или мм/тысячелетие; V — объем выносимой из карстующегося массива породы, м³; W — суммарный сток, л/с; T — содержание в воде карбоната кальция, мг/л; P — площадь карстующихся пород, км².

Предлагаемый метод, названный нами карстово-гидрохимическим, удобен для подсчета карстовой денудации по данным сравнительно небольших поверхностных и подземных потоков.

Метеорные воды имеют довольно значительную минерализацию (0,5—0,8 мг·экв), составляющую до 10% и более конечной

минерализации вод карстовых источников (Дублянский, 1967; Колодяжная, 1970). Интересно предложение М. Пулины (1968), который заменил T в формуле Корбеля на ΔT , обозначающие увеличение содержания в воде карбоната кальция при взаимоотношении атмосферных осадков с карбонатными породами или при пересечении реками карстовых массивов. Оно равно:

$$\Delta T = T_1 - T_a,$$

где T_1 — минерализация карстовых вод; T_a — минерализация атмосферных осадков и транзитного стока.

Постоянная ошибка, равная 6—8% в сторону увеличения показателя скорости карстовой денудации, связана также с условным принятием удельного веса известняка за 2,5, тогда как в действительности он несколько выше. Для получения более точных значений интенсивности карстового процесса это обстоятельство следует учитывать.

Перечисленные методы основаны на учете стока и содержания в воде растворимой карстующейся породы, поэтому они могут рассматриваться как модификационные варианты, учитывающие параметры основных составляющих скорости карстовой денудации. Значительный методический интерес представляет сравнение данных о скорости карстовой денудации, полученных для определенной территории разными методами. Для Ижорской возвышенности интенсивность карстового процесса (в $\text{м}^3/\text{км}^2 \cdot \text{год}$), подсчитанная разными методами, составляет:

по методу Уильямса	25,2
по карстово-гидрохимическому методу	26,4
по карстово-гидрометрическому методу	26,6
по методу Корбеля	24,0

Полученные близкие результаты указывают на высокую точность и равноценность рассмотренных количественных методов, позволяющих получать сравнимые данные. Имеющиеся незначительные различия в величинах интенсивности карстовой денудации связаны преимущественно с несовпадением границ поверхностных и подземных водосборов карстовых рек, а также с точностью измерения и методикой подсчета средних значений.

ИНТЕНСИВНОСТЬ КАРСТОВОЙ ДЕНУДАЦИИ В РАЗНЫХ ПРИРОДНЫХ ЗОНАХ РУССКОЙ РАВНИНЫ

Оценка интенсивности современных карстовых процессов имеет важное теоретическое и прикладное значение, поскольку позволяет количественно охарактеризовать скорость карстовой денудации и дать прогноз развития карста, что представляет большой интерес при решении народнохозяйственных задач.

Данные о скорости карстовой денудации в разных регионах Русской равнины содержатся в работах А. В. Турышева (1960), А. Н. Ильина (1964), К. А. Горбуновой (1965), Г. Г. Жидковой (1968), Г. А. Максимовича (1968, 1969а), Е. А. Кротовой (1970), Г. В. Короткевича (1970), А. Г. Чикишева (1971б, 1973а), Т. Е. Малыгиной (1972), А. И. Короткова (1974), В. И. Мартина (1975) и других. Интенсивность карстовой денудации в отдельных карстовых регионах, расположенных в разных природных зонах Русской равнины, подсчитана нами по карстово-гидрохимическому и карстово-гидрометрическому методам (Чикишев, 1973а), которые основаны на учете суммарного стока и содержания в воде породы, выносимой из карстующегося массива. Для подсчета скорости карстовой денудации были использованы данные о расходах и жесткости воды режимных гидрометеостанций, а также материалы личных исследований, проведенных в разных частях Русской равнины (табл. 13).

Из табл. 13 видно, что скорость карстовой денудации на участках распространения карбонатных пород на большей части территории Русской равнины изменяется от 8,2 до 47,9 м³/км²·год. На интенсивность карстовых процессов значительное влияние оказывает глубина залегания карстующихся образований, что подтверждается, в частности, высокими (до 46,7—47,9 м³/км²·год) показателями скорости карстовой денудации в Ижорском и Шегринско-Березайском карстовых районах, где известняки и доломиты близко подходят к поверхности и мощность рыхлых отложений не превышает 2—3 м. Повышенные значения карстовой денудации отмечаются также на контакте карстующихся и некарстующихся горных пород и в местах (Кундакохтлаский карстовый район) обогащения подземных вод серноокислыми и углекислыми соединениями. Однако наибольшее воздействие на карст оказывают ландшафтно-климатические факторы, определяющие интенсивность карстовой денудации в разных географических зонах Русской равнины. Средняя интенсивность карстовой денудации для зоны тундры составляет 5,8 м³/км²·год; для зоны тайги — 18,4; для зоны хвойно-широколиственных лесов — 20,6; для лесостепной зоны — 15,2; для степной зоны — 10,2; для зоны полупустынь — 1,4 и для зоны пустынь — 0,8 м³/км²·год. Эти данные, полученные преимущественно карстово-гидрометрическим методом, проверены частично путем анализа элементов водного баланса отдельных крупных регионов Русской равнины. Полученные при этом значения карстовой денудации оказались близкими, что можно проследить, в частности, на примере Московского артезианского бассейна, охватывающего обширную территорию в пределах зоны хвойно-широколиственных лесов. По исследованиям Н. А. Лебедевой (1972), поверхностный сток этого бассейна составляет 140 мм, а подземный 90 мм, причем 30 мм подземного стока включается в общий региональный сток и уходит за пределы данного бассейна. Жесткость карстовых вод около 5 мг·экв.

ИНТЕНСИВНОСТЬ КАРСТОВОЙ ДЕНУДАЦИИ В РАЗНЫХ ПРИРОДНЫХ ЗОНАХ
РУССКОЙ РАВНИНЫ

Река	Пункт	Средняя многолетняя жесткость воды, мг-экв	Средний многолетний расход, м ³ /с	Интенсивность карстовой денудации, м ³ /км ² ·год
1	2	3	4	5

Зона тайги

Двинско-Мезенская карстовая провинция

Союна	Рыбозавод	3,02	46,60	22,8
Кепина	д. Кепино	3,43	13,51	17,0
Кулой	д. Кулой	4,65	45,51	124,9
Покшеньга	пос. Сылога	4,25	37,50	20,9
Ваеньга	д. Филимоновская	4,18	32,51	12,8

Онего-Двинская карстовая провинция

Ваймуга	д. Пермилово	3,64	26,01	14,8
Емца	с. Сельцо	3,10	78,90	36,8
Моша	д. Мышелово	3,08	79,21	23,0

*Валдайская карстовая провинция
(северная часть)*

Тутока	д. Опока	2,24	3,91	16,5
Ретеша	с. Никольское	2,55	2,26	15,3
Тихвинка	д. Горелуха	1,9	25,0	11,7
Воложба	д. Пареево	1,8	7,7	13,9

Зона хвойно-широколиственных лесов

Северо-Прибалтийская карстовая провинция

Казари	д. Казари	3,84	21,70	19,7
Кейла	г. Кейла	4,29	5,64	22,9
Пярну	д. Ореюла	3,39	43,30	17,9
Паала	г. Пыльтсамаа	4,37	9,06	24,9
Валгеййги	д. Ванакюла	4,55	3,06	21,8
Кунда	д. Сями	4,78	4,18	32,3
Ахья	д. Коорвере	3,32	1,97	14,4
Хревица	с. Ивановское	3,76	4,87	36,5
Систа	д. Ср. Райково	3,72	6,69	28,5
Вруда	д. Извоз	3,38	5,63	23,6
Оредеж	д. Б. Заречье	4,78	0,83	46,7
Оредеж	д. Моровино	3,22	21,05	14,8
Тосна	ст. Тосно	1,98	8,81	8,2

Валдайская карстовая провинция

Уверь	с. Меглицы	1,34	19,70	8,7
Шегринка	пос. Красный Мост	2,47	0,82	27,4
Березайка	д. Устье	1,96	20,70	8,4
Холодный	д. Заручевье	4,09	0,09	47,9
Шоша	с. Хлопково-Городище	6,20	1,92	22,1

1	2	3	4	5
Лесостепная зона				
<i>Подольско-Молдавская карстовая провинция</i>				
Чугур	с. Барладяны	7,96	0,24	14,4
Быстрица	с. Ямница	2,59	23,24	30,9
Серет	г. Чортков	5,09	9,84	20,2
Реут	г. Бельцы	6,06	0,94	35,5
Когильник	с. Кокорозены	8,51	0,83	53,3
<i>Северо-Среднерусская карстовая провинция</i>				
Красивая Меча	г. Ефремов	4,31	15,65	14,4
Сосна	ст. Беломестная	4,32	28,90	9,8
Труды	д. Стрелка	5,17	5,16	14,6
<i>Южно-Среднерусская карстовая провинция</i>				
Девица	г. Нижнедевицк	4,78	0,33	13,1
Тихая Сосна	с. Алексеевка	5,73	7,59	13,1
Оскол	рп Раздолье	4,63	33,40	11,3
Осколец	г. Старый Оскол	4,61	2,63	15,5
Снежень	г. Карачаев	5,12	1,50	15,4
<i>Донецкая карстовая провинция</i>				
Лугань	пос. Владимировка	8,84	2,36	18,4
Ломоватка	ст. Алмазная	8,46	0,19	32,6
Степная зона				
<i>Причерноморская карстовая провинция</i>				
Ингул	с. Новогорожено	5,86	9,94	9,5
Громокляя	д. Максимовка	7,37	1,53	9,4
<i>Южно-Среднерусская карстовая провинция</i>				
Криуша	с. Старая Криуша	4,72	1,63	8,6
Песковатка	ст. Шумилинская	7,52	1,09	11,3

Следовательно, средняя скорость карстовой денудации восточной части зоны хвойно-широколиственных лесов $20 \text{ м}^3/\text{км}^2 \cdot \text{год}$.

Таким образом, на участках карбонатного карста Русской равнины скорость карстовой денудации изменяется в широких пределах, достигая в отдельных случаях $46-48 \text{ м}^3/\text{км}^2 \cdot \text{год}$, что примерно в 7 раз меньше самого высокого в Советском Союзе показателя скорости карстовой денудации карбонатных пород, отмеченного в высокогорной части массива Арабика (Кавказ) и составляющего $350 \text{ м}^3/\text{км}^2 \cdot \text{год}$ (Кикнадзе, 1972).

Интенсивность карстовой денудации на участках, сложенных сульфатными породами, изменяется от $12,8$ до $124,9 \text{ м}^3/\text{км}^2 \cdot \text{год}$ и, следовательно, значительно превышает скорость карстовой денудации карбонатных пород. Особенно активны карстовые процессы в сульфатных породах Подольской возвышенности,

на Алатырско-Горьковском поднятии, Уфимском и Кулойском плато. Так, на Подольской возвышенности в балке Погорна (с. Домупужаны) скорость карстовой денудации составляет $100,8 \text{ м}^3/\text{км}^2 \cdot \text{год}$, а на Алатырско-Горьковском поднятии, по исследованиям А. Н. Ильина (1964), — $100\text{—}105 \text{ м}^3/\text{км}^2 \cdot \text{год}$. К. А. Горбунова (1965) определила интенсивность карстовой денудации (с учетом как сульфата, так и карбоната кальция) для участка сульфатного карста площадью 60 км^2 , расположенного на восточном склоне Уфимского плато, в $207 \text{ м}^3/\text{км}^2 \cdot \text{год}$. По данным В. И. Мартина (1975), скорость карстовой денудации сульфатных пород в отдельных местах Уфимского плато достигает $920 \text{ м}^3/\text{км}^2 \cdot \text{год}$, а по наблюдениям А. В. Турышева (1960), она составляет в северной части Уфимского плато (район д. Мазуевки) даже $2000 \text{ м}^3/\text{км}^2 \cdot \text{год}$. Высокие ($100\text{—}300 \text{ м}^3/\text{км}^2 \cdot \text{год}$) значения скорости карстовой денудации сульфатных пород выявлены также на Кулойском плато.

Наиболее интенсивно карст развивается в галогидных породах. На Индерском поднятии, например, по Г. В. Короткевичу (1970), скорость карстовой денудации составляет $372 \text{ м}^3/\text{км}^2 \cdot \text{год}$, а для соляных массивов в районе оз. Баскунчак даже — $3250 \text{ м}^3/\text{км}^2 \cdot \text{год}$.

Некарстовые участки Русской равнины характеризуются наименьшими величинами химической денудации, которая в зависимости от физико-географических условий колеблется от $2,4$ до $22,7 \text{ м}^3/\text{км}^2 \cdot \text{год}$.

Говоря о высоких и очень высоких значениях скорости карстовой денудации, необходимо иметь в виду, что эти данные относятся часто к небольшим по площади участкам. Это связано с локальным растворением карстующихся пород, обусловленным сложным взаимодействием различных природных факторов. Так, на Уфимском плато воды рек Ирени и Бире в период межени имеют общую жесткость $18\text{—}20 \text{ мг} \cdot \text{экв}$, а скорость карстовой денудации в их бассейнах достигает $50\text{—}100 \text{ м}^3/\text{км}^2 \cdot \text{год}$, тогда как средняя химическая денудация бассейна р. Камы не превышает $16\text{—}17 \text{ м}^3/\text{км}^2 \cdot \text{год}$ (Жидкова, 1968). Участки, на которых интенсивность карстовых процессов превышает среднюю для данной территории, И. Гамз называет участками ускоренной коррозии. Они характеризуются широким распространением отрицательных карстовых форм рельефа, характерных для типичных карстовых районов.

Итак, интенсивность карстовой денудации на обширной территории Русской равнины теснейшим образом связана с ландшафтно-климатическими условиями и имеет зональное распределение. Наибольшей интенсивностью карстовых процессов характеризуются зоны тайги и хвойно-широколиственных лесов, а наименьшей — природные зоны, отличающиеся резкой диспропорцией тепла и влаги. Существенное влияние на интенсивность карста наряду с биоклиматическими факторами оказывают литологические и морфолого-генетические особенности территории.

Сложное взаимодействие морфоструктурных и биоклиматических факторов определило многообразие типов карста Русской равнины, отличающихся ландшафтно-климатическими, морфолого-генетическими и литологическими особенностями. Учет геологического строения территории, климатических условий, рельефа, растительности, почвенного покрова, генезиса и характера карстовых образований позволяет наиболее полно охарактеризовать основные типы карста и их группы.

РАЗВИТИЕ ВЗГЛЯДОВ НА ТИПОЛОГИЮ КАРСТА

Впервые в России вопросы типологии и классификации карста получили некоторое освещение в работе А. А. Крубера (1915), который воспользовался классификацией Л. Савицкого (Sawicki, 1909), выделившего на основе различий средиземноморского и средневропейского климатов и главным образом особенностей режима осадков, определяющих интенсивность смыва накопившихся на поверхности продуктов физического и химического выветривания, два типа карста — средиземноморский, или голый, и средневропейский, или покрытый. По И. Цвийичу (Cvijić, 1893, 1925, 1960), основными морфологическими признаками голого (холокарст), или полного, карста являются отсутствие плаща рыхлых отложений и широкое распространение разнообразных, преимущественно крупных карстовых форм, приуроченных к мощным толщам чистых известняков. Карст в доломитах, мелу и мергелистых известняках, развивающийся под покровом рыхлых отложений и характеризующийся преобладанием небольших выложенных воронок, И. Цвийич относит к типу мерокарста, или незавершенного карста. Он выделяет также переходный тип карста, характерный для территорий, где карбонатные породы чередуются с нерастворимыми образованиями. В нашей стране эти взгляды нашли развитие в работах Н. А. Гвоздецкого, М. А. Зубашенко,

А. В. Ступишина, Б. Н. Иванова, Г. А. Максимовича, А. С. Баркова, Н. И. Соколова, В. А. Апродова и В. С. Лукина. Н. А. Гвоздецкий (1947, 1954, 1965, 1972) выделил погребенный (или ископаемый) тип карста, бронированный, покрытый, задернованный, голый, останцовый (тропический, в СССР только реликтовый) и карст многолетнемерзлых пород. Эти типы существенно отличаются друг от друга морфологически и генетически различными поверхностными карстовыми формами и их сочетанием. Кроме морфолого-генетических типов Н. А. Гвоздецкий различает еще литологические типы карста: известняковый, доломитовый, карст в мраморах, меловой (и в мелоподобных мергелях), гипсово-ангидритовый и соляной. Совмещая морфолого-генетическую и литологическую классификации, он выделил основные типы карста СССР, которые сгруппировал в два класса — равнинный и горный карст.

М. А. Зубашенко (1947а), как и Н. А. Гвоздецкий, тоже предложил отличать от покрытого, или средневропейского карста, в трактовке Л. Савицкого, карст, в котором растворимые породы залегают под толщей пород нерастворимых, «отложившихся до начала данного карстового цикла» (с. 21). Этот тип карста он назвал закрытым, или восточноевропейским. В итоге он выделил открытый и закрытый карст, а открытый, в свою очередь, подразделил на «голый, или средиземноморский, и покрытый, или средневропейский», в зависимости от климатических условий формирования. Особую роль при типологии карста М. А. Зубашенко (1968) отводит литологическому фактору, который «накладывает четкий отпечаток на весь ход развития карста, на его морфологию и гидрографию» (с. 26), при этом, однако, «нужно иметь в виду не только физико-химические свойства карстующейся породы, но и весь комплекс особенностей толщ этой породы, связанных с условиями ее накопления и последующего преобразования» (Зубашенко, 1968, с. 27). По его мнению, лишь после выделения литологических типов карста (известнякового, мелового, гипсового, соляного) можно говорить о голом, задернованном и покрытом карсте.

А. В. Ступишин (1953, 1967), соглашаясь с М. А. Зубашенко, который в качестве основных типов карста выделяет открытый и закрытый, предложил открытый карст подразделять на три подтипа, соответствующих «трем стадиям развития закарстованной поверхности»: 1) обнаженный карст, 2) прикрытый (здернованный) и 3) покрытый (в понимании Л. Савицкого), отражающие исторические этапы общего морфоструктурного и палеогеографического развития территории. В этой классификации интересна попытка отразить стадийность в эволюции карстующейся поверхности, но названия типов и подтипов, как и у М. А. Зубашенко, не могут быть признаны удачными. Наряду с этим в рассматриваемых работах А. В. Ступишина убедительно обоснована необходимость разграничения горного и равнинного карста.

Б. Н. Иванов (1956), анализируя особенности покрытого и голого типов карста, приходит к заключению, «что как в областях средневропейского, так и средиземноморского типа карстового рельефа широко развиты однотипные формы», поэтому «указанные типологические понятия не могут лежать в основе типологии карстового рельефа, как сугубо приближенные и отражающие представления начального этапа развития науки о карсте» (Иванов, 1956, с. 134). Он показал связь стадий развития рельефа поверхности карстующегося массива с историческими этапами его геолого-тектонического и палеогеографического развития и подчеркнул необходимость выделения горного и равнинного карста, развивающихся в различных морфоструктурных условиях.

Значительный вклад в разработку вопросов типологии карста сделал Г. А. Максимович (1963), выделивший по обнаженности карстующихся толщ и характеру покровных образований шесть основных типов карста: средиземноморский, кавказский, средневропейский, камский, русский и среднеатласский, которые рассматриваются в качестве типов лишь при значительном региональном распространении. Морфологически сходный с этими типами карст на небольших участках, встречающихся в разных природных условиях, Г. А. Максимович называет соответственно: голый, задернованный, покрытый (или подэлювиальный), перекрытый (или подаллювиальный), закрытый и подвулканический. Предложенная Г. А. Максимовичем типология карста отличается значительной полнотой, однако она исключает таксономическую соподчиненность выделенных типов карста, а также допускает употребление для них региональных названий, что вносит неясность в типологические и региональные системы и затрудняет сравнимость отдельных типов карста.

Своеобразная типология карста была предложена А. С. Барковым (1957), который на территории Русской равнины выделил древний и современный типы карста. Последний тип он, в свою очередь, подразделил на неприкрытый, прикрытый, деятельный и приостановившийся карст. Районы проявления карста А. С. Барков называет карстовыми полями. Несмотря на некоторую нелогичность, связанную с резким различием классификационных признаков, типологическая классификация А. С. Баркова представляет большой интерес. С ней в значительной мере соприкасается классификация карста Н. А. Гвоздецкого, получившая в последнее время широкое признание.

Н. И. Соколов (1960), подчеркнув резкое различие условий развития карста в платформенных и геосинклинальных областях, предложил выделить карст платформенных областей, карст пологих предгорных куэст и плато и карст горных складчатых областей. Однако предложенная им система классификации, включающая наряду с учетом морфоструктурных особенностей большое число других признаков, очень громоздка и в то же время в связи с недооценкой биоклиматических факторов не полна.

В противоположность Н. И. Соколову В. А. Апродов (1960) в основу классификации карстовых процессов положил особенности климата, выделив шесть климатических типов карста: холодный (северосибирский), умеренно холодный (восточноевропейский), умеренно теплый (западноевропейский), пустынно-степной (среднеазиатский), субтропический (среднеземноморский) и тропический (южнокитайский), которые по морфоструктурным и литологическим признакам подразделил на классы и виды.

С несколько иных позиций подходит к классификации карста В. С. Лукин (1965). По его мнению, при выделении типов карста следует исходить не из морфологии карста, а из комплекса денудационных процессов, воздействующих на отдельные участки земной коры. Высказываясь против составления громоздких искусственных схем с большим количеством таксономических единиц, В. С. Лукин считает необходимым наряду с типами карста выделить по физико-механическим свойствам покровных образований, положению участка относительно речных потоков и другим признакам также и подтипы карста, что позволяет, как он указывает, в полной мере отразить сложные связи и взаимодействия, существующие в природе. К сожалению, В. С. Лукиным не была разработана на основе этих положений типология карста и поэтому высказанные им соображения, несомненно представляющие общий интерес, остались неподкрепленными конкретными исследованиями.

Таким образом, развитие взглядов на типологию и классификацию карста шло преимущественно по пути совершенствования и уточнения классификации Л. Савицкого, получившей наиболее полное выражение в работах Н. А. Гвоздецкого и Г. А. Максимова. Наряду с этим были также разработаны классификации типов карста по возрасту и степени интенсивности карстовых процессов (А. С. Барков), климату, рельефу и литологии (В. А. Апродов), рельефу (А. В. Ступишин), рельефу и многим другим признакам (Н. И. Соколов), комплексу денудационных процессов (В. С. Лукин). Предметом специального рассмотрения явилась терминология типов карста. Во многих типологических схемах, отражающих историю развития карста в определенных геологических и ландшафтных условиях, типы карста выделяются под разными классификационными названиями, что порождает значительную путаницу. Особенно острую дискуссию вызвало понятие «закрытый» карст и применение региональных названий. На современном этапе типология карста основывается на учете всего комплекса природных факторов и анализе их взаимосвязей.

Вопросы типизации карста давно привлекают внимание исследователей, но в настоящее время их нельзя считать решенными. Такое положение определяется, по-видимому, тем, что карстовые процессы и созданные ими формы отличаются исключительно большим многообразием, обусловленным сложным взаимодействием разнообразных факторов карстообразования.

ТАКСОНОМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ КАРСТА

Вопросы таксономической классификации карста лишь начинают разрабатываться. Наиболее полно они рассмотрены в работах Н. А. Гвоздецкого (1954, 1965, 1972) и Н. А. Гвоздецкого, Н. Н. Лаптевой, А. В. Ступишина, Н. П. Торсуева (1974).

По Н. А. Гвоздецкому (1965, 1972), единицей высшего таксономического ранга в типологической классификации карста является класс. Выделяется два класса карста: равнинный карст и горный карст, которые впервые в качестве классификационных понятий были предложены А. В. Ступишиным (1953). Горный карст по высотному признаку подразделяется на три подкласса: высокогорный карст, среднегорный и низкогорный, которые «отличаются друг от друга морфологическими особенностями карстовых форм, обусловленными, главным образом, высотной зональностью современной физико-географической обстановки и палеогеографическими особенностями развития гор в плейстоцене» (Гвоздецкий, 1971, с. 29). Следующая классификационная ступень — тип карста — выделяется по литологическим и морфолого-генетическим признакам. По ландшафтно-климатическим особенностям он подразделяется на варианты карста (субтропический, аридно-континентальный). Следовательно, Н. А. Гвоздецкий в качестве таксономических классификационных единиц употребляет понятия: класс карста, подкласс карста, тип карста и вариант карста.

На основе учета геолого-геоморфологических факторов карстообразования Н. А. Гвоздецкий, Н. Н. Лаптева, А. В. Ступишин, Н. П. Торсуев (1974) предложили таксономическую классификацию карста, представив ее в следующем виде: класс карста, комплексы типов карста, группы типов карста, типы карста и подтипы карста. Согласно этой классификации равнинный карст по геотектоническим условиям подразделяется на комплекс типов карста геосинклинальных областей, комплекс типов карста краевых прогибов и комплекс типов карста платформ. Группы типов карста выделяются по геолого-геоморфологической и ландшафтно-климатической составляющим карстового процесса. Геолого-геоморфологическая группа типов карста включает литологические, морфолого-генетические и морфоструктурные типы карста, отличающиеся по литологии карстующихся пород, степени их открытости и морфоструктурным особенностям территории. При этом «по ведущей роли фактора», на основе которого выделяется тип карста, указанные типы карста относятся к разным порядкам: тип карста I порядка — литологический тип; тип карста II порядка — морфолого-генетический тип и тип карста III порядка — морфоструктурный тип. Типы карста по геоморфологическому признаку подразделяются на подтипы, при этом выделяется карст водораздельных плакоров и карст приводораздельных склонов. Ландшафтно-климатическая группа типов карста включает

тропический, субтропический и аридно-континентальный типы карста. Ранее субтропический и аридно-континентальный типы карста выделялись Н. А. Гвоздецким в качестве вариантов карста.

Эта интересная типологическая классификация карста выделяется своей полнотой и внутренней логикой. Между тем некоторые положения ее дискуссионны. Во-первых, классы карста и комплексы типов карста выделяются по существу по одному и тому же признаку, а именно по геотектоническим условиям, находящим свое выражение в особенностях орографического строения территории. В этой связи выделение комплексов типов карста представляется несколько искусственным и мало обоснованным. Более убедительной кажется схема Г. А. Максимовича (1963), выделившего по геотектоническим условиям три типа карста: карст геосинклинальных складчатых областей, карст краевых прогибов и карст платформ, которые в принципе соответствуют понятию класс карста. Хотя, по-видимому, более обоснованно предгорные краевые прогибы относить к горным странам, а не выделять их в качестве типологической единицы высшего ранга. Во-вторых, выделение групп типов карста по разным признакам (геолого-геоморфологическому и ландшафтно-климатическому) вызывает возражение, поскольку это создает по существу две взаимоисключающие системы типологических единиц.

Исходя из учета всего комплекса факторов карстообразования нами предлагается следующая таксономическая классификация карста: класс карста, отдел карста (соответствует понятию подкласса в других классификационных системах), группа карста, тип карста, род карста, вид карста (табл. 14).

Таблица 14
ТАКСОНОМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ КАРСТА

Классификационные единицы	Признаки
Класс	геотектонические, геотектурные
Отдел	ландшафтно-климатические
Группа	геолого-геоморфологические
Тип	морфолого-генетические, литологические
Род	геоморфологические, гидрологические, геохимические
Вид	морфологические

Выделяемые по геотектоническим условиям классы равнинного и горного карста существенно отличаются по интенсивности и особенностям распределения карста. Специфика равнинного карста обусловлена преимущественно горизонтальным залеганием горных пород, их значительной монолитностью, широким распространением покровных рыхлых отложений, выровненностью и слабой расчлененностью рельефа, незначительной глубиной зоны активного карстования, особенностями широтной биоклиматиче-

ской зональности и другими природными факторами. Выровненность рельефа и повышенная инфильтрация атмосферных и поверхностных вод способствуют развитию карста на больших площадях. Своеобразие горного карста определяется сильной дислоцированностью пород, их интенсивной трещиноватостью, значительной приподнятостью и глубокой расчлененностью территории, большой мощностью зоны аэрации, отсутствием во многих случаях единой, уровенной поверхности подземных вод, сложной системой артезианских бассейнов, повышенным обычно в сравнении с соседними равнинами количеством осадков, длительным периодом снеготаяния, структурой высотной зональности и другими факторами. Горные территории характеризуются развитием подземных карстовых форм и их этажным распределением.

Классы карста по ландшафтно-климатическому признаку подразделяются на отделы карста, своеобразие которых в условиях равнин определяется особенностями широтной географической зональности, оказывающей существенное влияние на интенсивность и характер процессов карстообразования. На Русской равнине выделяются тундровый (субарктический) отдел карста, таежный, отдел карста хвойно-широколиственных лесов, лесостепной, степной, полупустынный и пустынный. На возможность выделения такой классификационной ступени без указания ее таксономической значимости справедливо указал А. В. Ступишин, подчеркнувший, что «по ландшафтным условиям можно говорить о лесном, лесостепном, степном, полупустынном и пустынном карсте, а также о более северных ландшафтных вариантах карста (тундровом, полярном карсте)» (Ступишин, 1967, с. 21).

Выделенные по литологическим и морфолого-генетическим признакам типы карста объединяются в группы типов карста, которые соответствуют основным типам карста Н. А. Гвоздецкого. Роды и виды карста, как и другие типологические карстовые комплексы, характеризуются общностью определенных признаков (геоморфологические, гидрологические, особенности геохимического режима, морфологические) и объединяются по их сходству.

КАРСТОВЫЕ ЛАНДШАФТЫ И ТИПЫ КАРСТА

Карстовые ландшафты — особые физико-географические комплексы, особые географические ландшафты в типологическом понимании. Специфика их определяется своеобразием геоморфологических, гидрогеологических, гидрологических, а также почвенно-растительных особенностей территории. Это позволяет рассматривать ландшафты закарстованных территорий как особые типы географических ландшафтов, тесно связанные с морфолого-генетическими и литологическими типами карста. «Отнесение карстового ландшафта к тому или иному классификационному рангу определяется степенью влияния карстующихся горных пород и карс-

товых процессов на ландшафт, которая зависит... от морфолого-генетического типа карста» и «возрастает в такой последовательности: погребенный... карст — бронированный карст — покрытый карст — задернованный... карст — голый карст» (Гвоздецкий, 1977, с. 6).

Голый карст выделяется в качестве особого типа ландшафта¹, поскольку «в голом карсте, где карстующиеся породы выходят непосредственно на поверхность, карстовый ландшафт проявляется настолько ярко и своеобразно, что его невозможно отнести ни к одному из зональных (широтно- и высотнoзональных) типов ландшафта» (Гвоздецкий, 1972, с. 283).

Задернованный карст в зависимости от степени задернения поверхности может быть отнесен к особому типу ландшафта, как и голый карст, или выделен в особый подтип географического ландшафта. «Ранг подтипа, а не более низкий (группы) определяется тем, что характер горной породы отражается на геохимическом своеобразии ландшафта (типоморфный ион иной, чем на некарстующихся породах соседних территорий, и т. д.), типе почв и характере растительности» (Гвоздецкий, 1972, с. 285).

На участках покрытого и бронированного карста географические ландшафты выделяются в особые группы карстовых ландшафтов, которые относятся к зональным типам и подтипам. Погребенный, или ископаемый, карст в наименьшей мере отражается на ландшафтных особенностях территории, оказывая влияние преимущественно лишь на характер гидрологических и частично почвенно-растительных условий. На участках погребенного карста могут обособиться виды, реже группы ландшафтов.

ТИПЫ КАРСТА РУССКОЙ РАВНИНЫ

В пределах Русской равнины выделяется 19 групп литологических и морфолого-генетических типов карста, своеобразие которых определяется сложным взаимодействием природных факторов (Чикишев, 1965). Эти группы типов карста соответствуют основным типам карста, по классификации Н. А. Гвоздецкого (1965). Они относятся к субарктическому, таежному, хвойно-широколиственному, лесостепному, степному, полупустынному и пустынному отделам карста класса равнинного карста.

Погребенный известняковый карст широко распространен. Он фиксируется буровыми скважинами, шахтами и горными выработками на разной глубине от поверхности, причем в современном рельефе совершенно не выражен. Погребенный известняковый карст отмечен на Ижорской, Валдайской и Среднерусской воз-

¹ Для классификации географических ландшафтов Н. А. Гвоздецкий (1973) предложил следующую таксономическую систему: класс, тип, подтип, группа (соответствует понятию рода в других классификационных системах), вид.

вышенностях, Тимане, Вятском Увале, в Жигулях, Донбассе и в Равнинном Крыму. Он представлен подземными полостями, пещерами, древними воронками, котловинами и закарстованными трещинами, которые приурочены к известнякам разного возраста. Диаметр крупных воронок 300—500 м. Встречаются карстовые котловины длиной до 3—5 км и глубиной до 50—100 м.

Погребенный доломитовый карст распространен в Прибалтике, Южном Тимане, Жигулях, Криворожье и во многих других регионах Русской равнины. Для доломитов характерна сильная кавернозность. Размеры каверн обычно не превышают 2—5 см. Закарстованные зоны на Южном Тимане, Бугульминско-Белебеевской возвышенности и в Криворожье фиксируются буровыми скважинами на глубине 800—1000 м. Подземные каверны обычно заполнены песчано-глинистым материалом или зацементированы вторичным кальцитом, открытые каверны составляют исключение. Крупные полости в доломитах встречаются редко.

Погребенный меловой карст распространен на Русской равнине довольно широко. Он отмечен на Приволжской, Среднерусской и Волынской возвышенностях, в Донбассе и Равнинном Крыму. Наиболее часто встречаются закарстованные трещины, выполненные обычно песчано-глинистыми отложениями и меловой мукой. Ширина их редко превышает 15 см. Иногда трещины переходят в широкие карстовые полости, которые встречены, например, при бурении скважин в районе Курской магнитной аномалии. В меловых отложениях выявлены также погребенные воронки и крупные котловины. Особое положение занимает карстовая депрессия у хутора Лобачи (Калачская возвышенность), достигающая 11 км длины и 60 м глубины. В Равнинном Крыму меловой карст отмечен на глубине 2800 м.

Погребенный гипсово-ангидритовый карст, приуроченный к девонским, пермским и неогеновым сульфатным породам, на Русской равнине распространен весьма широко. Он выражен на Беломорско-Кулойском плато, Онего-Двинском междуречье, Среднем Поволжье, Уфимском плато, Бугульминско-Белебеевской и Подольской возвышенностях, в Донбассе, Приднепровской и Прикаспийской низменностях. Для погребенного гипсово-ангидритового карста характерны огромные полости и крупные воронки, выполненные разными отложениями. Отдельные погребенные формы достигают 10 км длины и 100 м глубины.

Погребенный соляной карст на Русской равнине встречается в Прикаспийской низменности и в среднем Приднепровье, где он приурочен к отложениям верхнего палеозоя. Растворение и выщелачивание солей приводит к образованию внутри соляных куполов разных по размерам полостей, которые обнаруживаются иногда на глубинах до 300 м (Индерское поднятие).

Бронированный карст, характеризующийся развитием карстовых процессов под покровом скальных и полускальных пород, иногда относящихся к растворимым, но карстующихся значитель-

но слабее, чем залегающие под ними легкорастворимые образования, имеет на Русской равнине ограниченное распространение. Лучше всего он изучен в Подолии, где отмечается интенсивное выщелачивание гипсов и ангидритов верхнего тортона (неоген), прикрытых сверху плотными хемогенными известняками того же возраста (Чикишев, 1969). Залегающие на гипсово-ангидритовых породах известняки являются своеобразной броней. Они создают благоприятные условия для длительного сохранения подземных карстовых полостей, развитых в гипсово-ангидритовой толще, характеризующихся нередко очень большой протяженностью. Для бронированного карста типичны провальные воронки.

Покрытый известняковый карст развивается в условиях, когда карстующиеся породы прикрыты нерастворимыми в воде отложениями, генетически не связанными с карстующейся толщей. Этот тип карста наиболее характерен для Русской равнины, где карстующиеся известняки почти повсюду покрыты континентальными четвертичными моренными, флювиогляциальными и аллювиальными отложениями. Он описан в Прибалтике, на Онего-Двинском междуречье, Валдайской, Среднерусской, Бугульминско-Белебеевской возвышенностях, в Среднем Поволжье, на Уфимском плато, в Донбассе, Равнинном Крыму и в других районах Русской равнины. Покрытый известняковый карст представлен воронками, понорами, логами, суходолами и пещерами. Особенно широко распространены воронки. Они обычно не превышают 30—50 м в диаметре и 15—20 м глубины. Наиболее крупные достигают в поперечнике 150 м и глубины 30 м. Плотность воронок различна, иногда насчитывается до 100 и более воронок на 1 км².

Покрытый доломитовый карст развит в основном в тех же районах, что и известняковый. Доломиты обычно сильно кавернозны и трещиноваты. Пористость кавернозных доломитов иногда достигает 40% (Южный Тиман). Каверны преимущественно небольшие. Они редко превышают 10—15 см в диаметре и заполнены, как правило, доломитовой мукой. В некоторых местах встречаются провалы в виде колодцев.

Покрытый меловой карст отмечен на Приволжской, Среднерусской, Калачской, Волынской возвышенностях, а также в некоторых других местах Русской равнины. Он выражен воронками, редкими небольшими пещерами, приуроченными к наиболее чистым и трещиноватым разностям песчого мела, и закарстованными трещинами. Воронки чаще всего встречаются в речных долинах и реже на водоразделах, где растворимые в воде породы обычно перекрыты значительной толщей песчано-глинистых отложений. Наиболее крупные воронки достигают 100 м в диаметре и 30 м глубины.

Покрытый гипсово-ангидритовый карст весьма широко распространен на Русской равнине. Он встречается в Прибалтике, Среднем Поволжье, Донбассе, на Кулойском и Уфимском плато, Онего-Двинском междуречье, Тимане, Подольской возвышенности

и Прикаспийской низменности. Этот тип представлен просадочными и провальными воронками и впадинами, а также воронками просасывания. Диаметр воронок до 50—70 м, а глубина до 25 м. Отдельные воронки и котловины достигают 200—500 м в диаметре и 30—40 м глубины. Особый интерес представляют подземные карстовые формы — пещеры, имеющие часто значительные размеры.

Задернованный известняковый карст встречается небольшими участками в Прибалтике, Среднем Поволжье, на Онего-Двинском междуречье, Тимане, Валдайской, Среднерусской, Подольской возвышенностях и в некоторых других районах Русской равнины. Задернованный карст характеризуется воронками выщелачивания, суходолами, пещерами и зияющими трещинами, которые развиваются в силурийских, девонских, каменноугольных и пермских известняках, прикрытых маломощным почвенно-дерновым покровом. Воронки выщелачивания достигают 15—20 м в диаметре и 2—3 м глубины.

Участки задернованного доломитового карста отмечаются на Ижорской возвышенности, Онего-Двинском междуречье и в Жигулях; характерны каверны, небольшие блюдца и воронки.

Задернованный меловой карст развит на Среднерусской, Калачской и Приволжской возвышенностях, где встречаются воронки, блюдца и закарстованные трещины, прикрытые элювиально-почвенно-дерновым покровом. Воронки выщелачивания обычно не превышают 5—7 м в диаметре и 2 м глубины.

Задернованный гипсово-ангидритовый карст широко развит в Прибалтике, на Онего-Двинском междуречье, Кулойском и Уфимском плато, в Среднем Поволжье и Прикаспийской низменности, где часто встречаются воронки и поноры, формирующиеся под маломощным почвенным покровом.

Задернованный соляной карст наблюдается лишь в южных районах Русской равнины. Небольшие участки его найдены в Донбассе и на Прикаспийской низменности.

Голый известняковый карст на Русской равнине распространен ограниченно. Небольшие участки голого известнякового карста встречаются на Ижорской возвышенности, в Донбассе, Жигулях и на Уфимском плато и характеризуются распространением карров, воронок, колодцев, понор, ниш, а также пещер различных форм и размеров.

Голый доломитовый карст с развитием карров, воронок выщелачивания и каверн отмечается на Ижорской возвышенности, Уфимском плато и в Жигулях. На Среднерусской возвышенности отмечены участки голого мелового карста.

Участки голого гипсово-ангидритового карста встречаются на Кулойском и Уфимском плато, Бугульминско-Белебеевской возвышенности, в Среднем Поволжье и Прикаспийской низменности. Здесь развиты воронки выщелачивания, поноры, ниши и пещеры. Многие из них энергично формируются в настоящее время.

Большой и весьма важной проблемой карстоведения является районирование карста. Эта сложная проблема успешно решается советскими исследователями, которые показали, что дифференциация на карстовые регионы¹ разного таксономического ранга позволяет выявить своеобразие карстовых комплексов и создает предпосылки для разработки научной основы планового преобразования народного хозяйства в районах распространения легкорастворимых пород.

Районирование карста относится к специальному природному районированию. Специфика его в отличие от других видов природного районирования заключается в том, что карстовые явления имеют прерывистое распространение на земной поверхности, поскольку карстующиеся образования разобщены нерастворимыми горными породами. Разобщенность ареалов карстовых регионов выявляется уже на самых низких ступенях районирования карста.

В связи с быстрым экономическим развитием страны и освоением новых территорий интерес к районированию карста, имеющему важное научное и прикладное значение, все больше возрастает, при этом наибольшую значимость приобретают вопросы долгосрочного географического прогноза изменений и особенностей развития карстовых комплексов разного ранга.

Карстоведческое районирование не является частным, поскольку оно строится на основе учета всего комплекса морфоструктурных и биоклиматических факторов, сложное взаимодействие которых определяют особенности распространения и интенсивность карста. Индивидуальные карстовые единицы должны рассматриваться как физико-географические комплексы особого рода. Карстоведческое районирование следует отграничить от инженерно-геологического и других видов районирования, относящихся к прикладному районированию.

¹ Под карстовым регионом понимается индивидуальная региональная единица любого таксономического ранга.

Районирование карста — самостоятельная проблема, в которой исследуются индивидуальные комплексы разной сложности и объема, а также их закономерности. При этом наибольшее внимание уделяется изучению факторов формирования, дифференциации и динамики карстовых комплексов, их генезиса и структуры, классификации и прогноза дальнейшего развития. Важная роль отводится составлению качественных и количественных характеристик выделенных регионов, а также карт районирования, суммирующих итоги исследований карста. Однако имеющиеся карты районирования карста отличаются нередко большой схематичностью. Это объясняется, с одной стороны, общей недостаточной изученностью карста, а с другой — слабой разработкой теории и методики районирования карста. До последнего времени остаются неполностью решенными вопросы установления критериев районирования, создания системы таксономических единиц, методики выделения территориальных комплексов и их границ.

Нам представляется интересным на примере Русской равнины, на огромном пространстве которой карст развивается в разных геологических и физико-географических условиях, рассмотреть некоторые вопросы районирования карста равнинных областей и предложить схему районирования карста этой территории.

ОПЫТЫ РАЙОНИРОВАНИЯ

Первым опытом районирования карста Русской равнины является работа М. А. Зубашенко (1939), который, «...руководствуясь характерными чертами проявления карстовых процессов, приуроченностью их к определенной геологической формации, стадией развития» (с. 31), выделил на территории Русской равнины и кратко описал восемь карстовых областей: Северную, или Онежско-Двинскую, Центральную, или Верхнего Поволжья, Среднерусской возвышенности, Донецкого бассейна, Среднего Поволжья, Прикаспийской низменности, Предуральскую, Юго-Западную, или Вольно-Подольскую. Это районирование дано с использованием лишь одной ступени таксономических единиц, а выделенные области совпадают с крупными географическими областями.

В другой работе, тоже посвященной районированию карста Русской равнины, М. А. Зубашенко (1947б) использует уже трехступенную таксономическую систему, выделяя по геолого-морфологическим признакам карстовые зоны, области и районы. Карстовые зоны — северная и южная — отличаются наличием (северная) или отсутствием (южная) нерастворимых отложений над карстующимися породами. Карстовые области характеризуются «общим планом геологического строения и структуры, обусловивших развитие на всей... площади или на отдельных участках

карстовых процессов в древние или современную эпохи» (с. 2). Карстовые районы выделяются по комплексу поверхностных и подземных карстовых форм и карстовой гидрографии, с учетом стадии развития, а также древних и современных геологических и физико-географических факторов карстообразования. Всего в пределах Русской равнины М. А. Зубашенко выделил 10 карстовых областей (названная под номером VII Кизеловско-Чусовская область карста дислоцированных известняков к Русской равнине не относится) и 19 карстовых районов.

Выделение на Русской равнине северной зоны покрытого карста, совпадающей в общем с границами четвертичного оледенения, и южной зоны «открытого» карста средиземноморского типа в значительной мере условно, так как в обеих этих зонах широко распространены рыхлые отложения, что создает однотипные условия для развития карста на всей территории Русской равнины. Положительно оценивая эту схему районирования карста Русской равнины, следует, однако, отметить, что в ней нет четкости в таксономическом соподчинении единиц разного ранга, причем на уровне высших комплексов районирование подменяется типологическим расчленением территории.

А. Ф. Якушова (1949) предложила одноступенную схему районирования карста Русской равнины, выделив в ее пределах по структурно-морфологическим признакам девять карстовых районов. В методическом плане эта схема более элементарна, чем ранее опубликованная работа М. А. Зубашенко (1947б).

Н. А. Гвоздецкий (1954, 1962), подходя к вопросу районирования карста с общегеографических* позиций, показал, что «основа для районирования карста должна быть геологической (литолого-тектонической) и уже на нее, как на основной фон, определяющий наличие растворимых, карстующихся пород, должны накладываться физико-географические условия зонального и провинциального порядка», обуславливающие «те или иные формы проявления карста, его характер, тип» (Гвоздецкий, 1962, с. 35). Им применяется четырехступенная система таксономических единиц районирования — карстовая страна, провинция, область и район.

Русскую равнину Н. А. Гвоздецкий рассматривает в качестве карстовой страны. Провинции им выделяются «по общности крупных структурных единиц» (например, провинция северо-западного крыла Московской синеклизы). Внутри провинции на основе общности тектонических структур и деталей этих структур, определяющих выход на поверхность растворимых пород, выделяются области и районы, причем при выделении районов учитываются геоморфологические и другие природные условия. Всего в пределах Русской равнины он выделил 5 карстовых провинций, 12 карстовых областей и несколько карстовых районов. Несмотря на некоторую несовершенство схемы Н. А. Гвоздецкого, она все же включает основные карстовые регионы разного таксономи-

ческого ранга рассматриваемой территории. Существенный недостаток этой работы — отсутствие картосхемы районирования карста. Территория Русской равнины по геологическим (литолого-тектоническим) данным подверглась районированию также и на схеме районирования карста СССР, предложенной Г. А. Максимовичем (1958). Г. А. Максимович выделяет карстовые страны, провинции, области и районы. Дополнительно он указывает карстовые участки и карстовые поля, которые, однако, в опубликованной схеме в связи с невозможностью показа из-за мелкого масштаба не применяются.

Сопоставление карстовых регионов, выделенных Г. А. Максимовичем, показывает, что они не соразмерны по степени сложности и поэтому не могут рассматриваться единицами одного ранга. В самом деле можно ли сравнивать карстовую область Сухонского вала и карстовую область западного крыла Московской синеклизы, которые совершенно различны в морфоструктурном отношении. Это несоответствие явилось, очевидно, результатом нарушения таксономической соподчиненности единиц разного ранга. Важным достоинством работы является то, что к ней приложена схема районирования карста территории СССР.

Схему районирования карста Русской равнины на основе учета структурно-тектонических особенностей территории предложил Н. В. Родионов (1963). Он применил двухступенную систему таксономических единиц и отнес почти всю Русскую равнину к одной области. Крупные территориальные единицы, которые ранее другими исследователями (М. А. Зубашенко, Н. А. Гвоздецкий, Г. А. Максимович) выделялись в качестве провинций или областей, Н. В. Родионов назвал на своей схеме районами, что внесло разноречие в понимание таксономической значимости этой региональной единицы. Другой недостаток схемы — смешение регионального и типологического принципов в расчленении территории, которое выразилось, например, в выделении области — карст соляных куполов. В эту область включены разобщенные участки соляного карста, разбросанные в разных частях Русской равнины, т. е. по существу внутри области. Большим достоинством схемы Н. В. Родионова является достоверность контуров выделенных региональных единиц, поскольку схема основана на детальной карте распространения карста.

Н. А. Гвоздецкий и А. Г. Чикишев (1966) по комплексу природных факторов с учетом морфогенетических особенностей и характера карстовых форм впервые предложили наиболее дробную четырехступенную схему районирования карста Русской равнины, выделив в пределах этой карстовой страны 8 карстовых областей, 22 карстовые провинции и 57 карстовых округов. В этой работе впервые в соответствии с тенденцией, которая сейчас наметилась в практике физико-географического районирования, область рассматривается как часть страны, а округ — как часть провинции.

Наряду с общими схемами районирования карста всей территории Русской равнины были предприняты попытки районирования карста отдельных ее регионов. Опыты такого районирования имеются в работах Б. Н. Иванова (1956), Е. А. Лушников (1956), А. В. Ступишина (1956, 1967), К. А. Горбуновой (1958), И. К. Кудряшова (1961), А. Н. Ильина (1962), Н. П. Торсуева (1964), М. А. Зубашенко (1966), А. Г. Мусина (1966), А. Г. Чикишева (1966, 1969, 1972а, 1972б, 1974б), Н. Н. Лаптевой (1967, 1969), Г. А. Максимовича (1969а), В. Б. Михно (1971, 1974) и К. Г. Бутыриной (1975).

Б. Н. Иванов (1956) в пределах юго-западной окраины Русской равнины, которую он рассматривает в качестве Подольско-Буковинской карстовой области, выделил семь «районов карстопоявления»: Западное Ополье, Восточное Ополье, Покутье, Буковинский, Прикарпатский, Северное Ополье и Толтры, объединив их в пять групп районов. Одновременно по особенностям геологического строения территории и в первую очередь по «литолого-фацциальным свойствам карстующегося субстрата» Б. Н. Иванов подразделил Подольско-Буковинскую карстовую область на две подобласти: «Подольско-Буковинскую (?) с карстовым рельефом на пластово-линзовом гипсовом субстрате и Северо-Восточную Подольскую — на меловом и третичном, горизонтально-слоистом субстрате» (с. 152). Отмечая значительный интерес этого первого опыта районирования карста Подолии, следует, однако, заметить, что в нем нет четкости в таксономическом соподчинении единиц разного ранга, а при выделении некоторых районов (Буковинский) районирование подменено типологическим расчленением территории.

Е. А. Лушников (1956) предложил элементарную одноступенчатую схему районирования карста Башкирии, выделив по геологическим и геоморфологическим особенностям в пределах западной части Башкирии, расположенной на территории Русской равнины, три карстовых района: Уфимское плато, Бельская равнина с западными окраинами Уфимского плато и Белебеевская возвышенность.

А. В. Ступишин (1967) по морфоструктурному (геоморфологическому) принципу в пределах Среднего Поволжья, которое он рассматривает в качестве особой карстовой провинции, выделил пять карстовых областей, 21 карстовый район и несколько карстовых участков. Обособление Среднего Поволжья в указанных границах как единой провинции недостаточно обосновано. При выделении карстовых районов «по интенсивности проявления карста» А. В. Ступишин отступает от принятого им же самим морфоструктурного принципа.

К. А. Горбунова (1958) по геологическому строению, особенностям рельефа и истории развития территории выделила в пределах рассматриваемой равнины карстовую область восточной окраины Русской платформы, которую подразделила на четыре

карстовых района: Полазнинско-Шалашнинский, Сылвинско-Сергинский и Кунгурско-Иренский, где карст развивается преимущественно в гипсах и ангидритах, а также район известняково-доломитового карста сводовой части Уфимского вала.

Интерес представляет схема распространения карстовых форм рельефа в районе г. Дзержинска, составленная И. А. Саваренским (Ильин и др., 1960), на которой выделены карстовые регионы низкого ранга: участки и поля. Эта схема отличается значительной детальностью, что является ее важным достоинством. Однако выделенные на ней карстовые участки и поля трудно сравнимы, поскольку они различны как по размерам территории, так и по сложности. А. Н. Ильин (1962) в пределах Алатырско-Горьковских поднятий по условиям развития карста выделил и кратко описал девять карстовых районов.

И. К. Кудряшов (1961) по комплексу природных условий с учетом ведущей роли литолого-тектонического фактора дал схему районирования карста Башкирии. Западную часть Башкирии он отнес к карстовой провинции восточной Приуральской части Русской платформы и подразделил ее на 5 карстовых областей и 24 карстовых района.

Н. П. Торсуев (1964) по литологическому и гидрогеологическому факторам подразделил Онего-Северодвинское междуречье, которое по геоструктурному признаку относится к карстовой провинции северо-западного крыла Московской синеклизы, на две карстовые области, пять карстовых районов и шесть карстовых микрорайонов.

М. А. Зубашенко (1966) объединяет участки распространения мелового карста в одну карстовую провинцию мелового карста Русской равнины. В пределах провинции он выделяет три основных области: Полесскую, Среднерусскую и Приволжскую. Карстовые области подразделяются на карстовые районы, которые... «выделяются преимущественно по характеру проявления карста (морфологии и гидрографии его), что стоит в прямой зависимости от комплекса условий и факторов карстообразования. Обычно карстовые районы приурочены к одной (или несколькими смежным) локальной геоструктуре новейшего возраста» (Зубашенко, 1966, с. 39).

По структурно-тектоническим особенностям и характеру развития карста А. Г. Мусин (1966) Бугульминско-Белебеевскую возвышенность выделил в качестве карстовой области, которую отнес к провинции Среднего Поволжья. Бугульминско-Белебеевскую карстовую область он, в свою очередь, подразделил на два карстовых района, шесть подрайонов, несколько участков и полей.

А. Г. Чикишев (1966, 1969, 1972а, 1972б, 1974б) по принципу комплексности предложил подробные схемы районирования карста Кулойского плато, Подолии, Северной Прибалтики, Валдайской и Ижорской возвышенностей, выделив и охарактеризовав в пределах этих территорий карстовые участки, районы, округа и

провинции, отнеся последние к определенным карстовым областям, которые являются частями карстовой страны Русская равнина.

Для территории Марийской АССР схема районирования карста по комплексу признаков была составлена Н. Н. Лаптевой (1969). Марийскую АССР она отнесла к двум карстовым областям (Вятско-Казанских поднятий и Волжско-Полесской), выделив в ее пределах четыре карстовых района и 23 карстовых участка.

Г. А. Максимович (1969а) подразделяет территорию Русской равнины в пределах распространения мело-мергельных пород верхнего мела на пять карстовых областей: Воронежской антеклизы, Волыно-Подольская, Ульяновско-Саратовская, Белорусской антеклизы и Припятского прогиба (на прилагаемой им схеме не обозначена). Область Воронежской антеклизы делится, в свою очередь, на три карстовых района: Брянский, Центральный, Доно-Хоперский, а Ульяновско-Саратовская — на два района: Барышский и Сызранско-Терешкинский.

На территории Среднерусской возвышенности в пределах Курской, Белгородской и Воронежской областей на основе учета всего комплекса природных условий при ведущей роли литологического и гидрогеологического факторов В. Б. Михно (1971, 1974) выделил десять карстовых районов, которые объединил в Южно-Среднерусско-Калачскую карстово-меловую подобласть. Он отметил необходимость деления карстовых районов на карстовые участки (обособленные территории с различной плотностью закарстования), карстовые поля (сочетания карстовых образований, объединенных общностью или смежным расположением их площадей водосбора) и карстовые группы (генетически взаимосвязанные пространственно смежные карстовые формы), которые, однако, не указываются на схеме районирования и не характеризуются при описании карстовых районов.

К. Г. Бутырина (1975) в пределах центральной части Пермской области (левобережье р. Камы между низовьями Чусовой и Косьвы) выделила два карстовых района, 11 карстовых участков и 30 карстовых полей. Карстовые участки выделяются ею по территориальной обособленности, приуроченности к локальным тектоническим структурам и типам покровных отложений, преобладанию карстовых форм, стадиям развития карстового процесса, а также генетическим типам вод. Карстовые поля отличаются плотностью и размерами карстовых форм, нередко они обособлены в рельефе.

Обзор работ по районированию карста Русской равнины показывает, что уже ранние исследователи, отмечая карстологическое своеобразие территории, выделили ее в особый регион крупного ранга. По мере накопления знаний о карсте происходило постепенное усложнение схем районирования с последующим увеличением числа таксономических ступеней. Некоторые работы выполнены на основе сопряженного анализа нескольких или всех

компонентов комплекса. В последние годы появился ряд довольно подробных локальных схем районирования карста (И. А. Саваренский, А. Г. Чикишев, В. Б. Михно, К. Г. Бутырина), позволяющих наиболее полно оценить объективно существующие в природе, обособившиеся в процессе развития и дифференциации географической оболочки карстовые комплексы. Однако несмотря на известные успехи, многие вопросы районирования карста еще остаются в значительной мере дискуссионными и требуют дальнейшей углубленной разработки. Среди них особый интерес представляют принципы районирования и система таксономических единиц.

ПРИНЦИПЫ РАЙОНИРОВАНИЯ КАРСТА

Вопрос о принципах районирования относится к наиболее важным вопросам проблемы районирования карста. Анализ имеющихся опытов районирования карста показывает, что они основываются на следующих главных принципах: зональном, азональном и принципе комплексности.

Зональный принцип. Закон широтной и высотной географической зональности был открыт В. В. Докучаевым, который создал учение о зонах природы. Это учение позже разрабатывалось многими исследователями, особенно Л. С. Бергом и А. А. Григорьевым.

Зональное распределение тепла и влаги, связанное с шарообразностью Земли и положением ее относительно Солнца, обуславливает широтную географическую зональность на равнинах, выражающуюся в зональности почв, растительности, стока, экзогенных форм рельефа, геохимических и геофизических процессов и других элементов природной среды. В горах изменение соотношения тепла и влаги и связанное с этим проявление высотной зональности определяется высотой местности. Структура высотной зональности зависит от положения гор в широтной зоне, удаленности их от океана, абсолютной высоты территории, особенностей орографического строения, экспозиции склонов и других факторов. В отличие от широтной географической зональности для гор характерна большая контрастность спектров высотных зон и частая смена их на небольших расстояниях.

Впервые на зональное распределение карста, тесно связанное с широтной географической зональностью, указал Г. П. Косак (Kosack, 1952). На земном шаре он выделил семь карстовых областей, своеобразие которых определяется природной зональностью: а) полного карста (преимущественно субтропическая), б) покрытого карста умеренной зоны, в) псевдокарста в засушливых странах, г) тропического карста, д) форм выщелачивания в современных коралловых известняках, е) вечной мерзлоты, ж) полярную.

По мнению Н. А. Гвоздецкого, «выделенные Косаком области собственно не являются карстовыми областями, а лишь характеризуют физико-географическую обстановку развития карстовых явлений и в соответствии с этим их некоторые общие особенности» (Гвоздецкий, 1954, с. 340). Несмотря на дискуссионность некоторых положений, работа Г. П. Косака представляет большой теоретический и методический интерес. В ней справедливо подчеркивается, что карстовые процессы наиболее интенсивно развиваются в тропической и субтропической карстовых областях.

Аналогичную точку зрения высказал Б. А. Федорович (1962), который показал, что карст, «как и все экзогенные процессы, в значительной мере зонален. Он прежде всего зависит от количества, качества и температуры воды, что полностью связано с климатическими условиями» (Федорович, 1962, с. 130). По его мнению, «... состав, условия залегания и распространения растворимых пород — это локальный фактор, которому должно принадлежать подчиненное, второе место» (там же, с. 131).

Дополняя и несколько изменяя схему зональных условий карстообразования Г. П. Косака, Б. А. Федорович (1962) предложил ее в следующем виде: а) полярная область — крайне ограниченного, почти отсутствующего современного карстообразования; б) тундрово-таежная область вечной мерзлоты — с покрытым локальным карстообразованием; в) область умеренного климата — с широким развитием покрытого карстообразования; г) область средиземноморского климата — с весьма широким развитием интенсивного открытого (голого) карста; д) область внетропических и субтропических пустынь — с открытым локальным карстообразованием и широким развитием псевдокарста; е) область влажного субтропического и тропического климата — с весьма широким развитием очень интенсивного локального карстообразования; ж) область выщелачивания в современных коралловых известняках.

На основе детального анализа роли биоклиматических факторов в карстообразовании Л. Якуч (Jakucs, 1973) выделил пять основных карстово-климатических зон: а) высокоширотную и перигляциальную, охватывающую полярные и субполярные области и высокогорья; б) умеренную влажную; в) средиземноморскую, включающую пустынные степи; г) пустынную и д) тропическую (вместе с саваннами и муссонными субтропиками). Эти зоны существенно отличаются друг от друга как по интенсивности карстовых процессов, так и по характеру карстовых форм. Наибольшей интенсивностью карстовые процессы характеризуются в тропической зоне, а наименьшей в пустынной. Если интенсивность карстовой денудации в пустынной зоне принять за единицу, то в высокоширотной и перигляциальной зоне она будет выше в 6 раз, в умеренной — в 9 раз, в средиземноморской — в 12 раз, а в тропической — в 72 раза (рис. 11). При этом в разных зонах доминируют разные биоклиматические агрессивные агенты; коррозион-

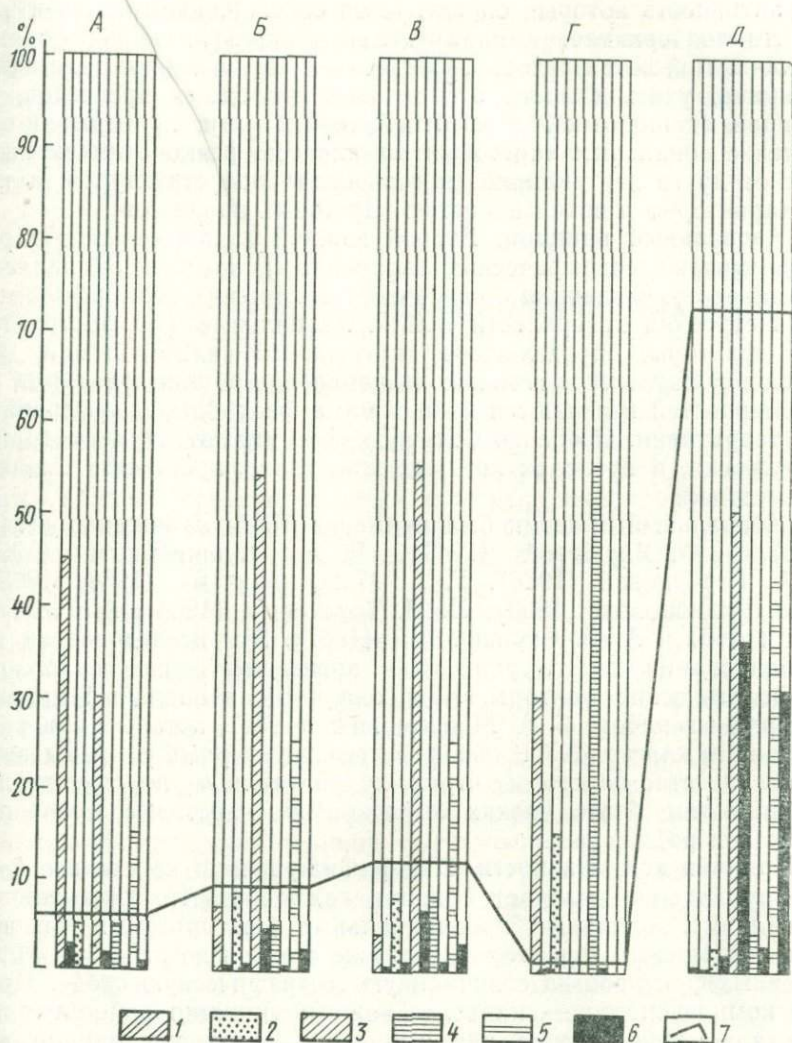


Рис. 11. Интенсивность карстовой деиудации и процентное распределение основных агрессивных агентов в разных карстово-климатических зонах (по Л. Якучу, 1973):

1 — атмосферная углекислота; 2 — биогенная углекислота; 3 — неорганическая углекислота; 4 — неорганические кислоты; 5 — органические кислоты; 6 — активность агрессивного агента; 7 — общая интенсивность карстовой коррозии. Карстово-климатические зоны: А — высокоширотная и перигляциальная; Б — умеренная влажная; В — средиземноморская; Г — пустынная; Д — тропическая

ная активность которых определяется соотношением тепла и влаги, что подчеркивает доминирующую роль в карстообразовании биоклиматических факторов. Следовательно, на основе зонального принципа, учитывающего особенности природных процессов, зависящих от широтной и высотной зональности, проводится обследование зональных карстовых комплексов, резко отличающихся друг от друга вертикальной и горизонтальной структурой, а также характером и интенсивностью карстовых процессов.

Азональный принцип. Второй важной закономерностью развития физико-географических (природных) комплексов является азональность, связанная с особенностями геолого-геоморфологического строения поверхности Земли. Азональные (морфоструктурные) факторы, определяемые внутренними силами Земли, оказывают существенное влияние на изменение общих зональных закономерностей и являются важнейшими факторами дифференциации территории. Особенно большую роль играют крупные горные сооружения, в пределах которых широтная зональность сменяется высотной.

Азональный принцип был применен М. А. Зубашенко (19476, 1966), А. Ф. Якушовой (1949), Е. А. Лушниковым (1956), К. А. Горбуновой (1958), Г. А. Максимовичем (1958, 1969а), Н. В. Родионовым (1963), Н. П. Торсуевым (1964), А. Г. Мусиным (1966) и А. В. Ступишиным (1967). Эти исследователи при районировании карста учитывали преимущественно геолого-геоморфологические факторы. Наиболее четко азональный принцип выдержан в работе Г. А. Максимовича (1958), который при районировании карста СССР основные геоструктурные единицы выделил в качестве карстовых стран, подразделив их по структурным особенностям более низких порядков на карстовые провинции области и районы.

Принцип комплексности. При районировании карста все большее применение получает принцип комплексности, учитывающий азональные, зональные, провинциальные (секторные) и генетические особенности территории, а также степень воздействия антропогенных факторов на современную географическую среду. Принцип комплексности — наиболее важный принцип районирования карста — используется для выявления карстовых единиц всех рангов.

На основе учета всего комплекса природных условий при ведущей роли литолого-тектонического фактора Н. А. Гвоздецким (1954, 1962, 1972), И. К. Кудряшовым (1961), А. Г. Чикишевым (1966, 1969, 1972а, 1972б, 1974б) и В. Б. Михно (1971, 1974) разработаны схемы районирования карста территорий, характеризующихся разными физико-географическими условиями. В этих исследованиях наиболее полно отражены общие закономерности развития и распространения карста.

В настоящей работе районирование карста Русской равнины проводится по принципу комплексности, учитывающему генезис

и возраст территории, причины и условия ее обособления, структуру географической среды, своеобразие современных природных процессов, определяемых зональными, а зональными и провинциальными особенностями, а также степень воздействия антропогенных факторов на природу. Это позволяет более объективно выявить существующие карстовые регионы разной величины и сложности и установить их естественные границы.

СИСТЕМА ТАКСОНОМИЧЕСКИХ ЕДИНИЦ

Многообразие индивидуальных карстовых комплексов определяет необходимость создания системы таксономических единиц районирования, которая представляет собой классификационную систему региональных комплексов разного таксономического ранга. Каждый территориальный комплекс имеет определенную таксономическую значимость, которая обусловлена размерами занимаемой им территории, сложностью структуры и разнообразием природных условий.

Все региональные единицы находятся в строгом соподчинении друг с другом, причем чем сложнее структура комплекса и разнообразнее его природные условия, тем он выше по рангу в системе таксономических единиц. Это признается всеми исследователями. Правда, Г. А. Максимович допускает в отдельных случаях нарушение таксономической соподчиненности единиц разного ранга, указывая, что «районы и области, а иногда и провинции, могут быть самостоятельными и не входить в соответствующую таксономическую единицу высшего порядка. Это обусловлено сравнительно малым размером изолированной, но своеобразной карстовой провинции, не позволяющим именовать ее страной, либо развитием в данных политических границах (например, СССР) только части более обширной карстовой страны» (Максимович, 1958, с. 3—4). Такое объяснение, однако, представляется мало обоснованным и методически неоправданным, поскольку таксономическая значимость региональной единицы определяется не только ее площадью, но сложностью структуры, своеобразием природных условий и интенсивностью карстовых процессов. Восточная часть Приднепровской возвышенности, например, несмотря на относительно небольшую территорию, выделяется как карстовая провинция, резко отличающаяся по особенностям развития карста и сложному взаимодействию морфоструктурных, биоклиматических и антропогенных факторов от других регионов. Что касается политических границ, то это положение вообще не может быть принято во внимание, так как в этом случае речь идет о частях комплексов, расположенных на территории разных государств.

В настоящее время предложено несколько систем таксономических единиц районирования карста, которые строятся на учете признаков, преимущественно азонального характера. Во многих системах указываются такие единицы, как карстовая страна, карстовая область, карстовая провинция и карстовый район (табл. 15). Однако в определении объема и содержания этих единиц имеются значительные различия. Особое значение приобретает вопрос о поисках более жестких критериев и диагностических признаков для выделения и классификации единиц разного таксономического ранга.

Таблица 15
СИСТЕМЫ ТАКСОНОМИЧЕСКИХ ЕДИНИЦ РАЙОНИРОВАНИЯ КАРСТА

М. А. Зубашенко, 1947б	Н. А. Гвоздецкий		Г. А. Максимович, 1958	А. В. Ступишин, 1967	А. Г. Чикишев, 1966, 1969
	1954	1972			
Зона	Страна	Страна	Страна	Страна	Страна
Область	Провинция	Область	Провинция	Провинция	Область
Район	Область	Провинция	Область	Область	Провинция
	Район	Округ	Район	Район	Округ
		Район	Участок	Участок	Район
		Подрайон	Поле	Поле	Район
		Микрорайон	Гнездо		Участок

При районировании карста Русской равнины нами принята следующая система индивидуальных таксономических единиц: карстовая страна, карстовая область, карстовая провинция, карстовый округ, карстовый район, карстовый участок, карстовое урочище, карстовая группа и карстовая фация. Карстовые страны являются частями материка, а сушу следует рассматривать в качестве высшей единицы районирования.

Основа этой системы таксономических единиц была нами доложена на IV Международном спелеологическом конгрессе в Югославии в сентябре 1965 г., а в более полном виде она обсуждалась на VI пленуме карстовой секции в мае 1969 г. Предложенная система единиц в целом была одобрена. Однако были возражения против применения термина «урочище», смысл которого, по мнению некоторых исследователей, недостаточно ясен. Между тем под урочищем понимается обычно относительно небольшая территория по размерам и сложности меньше участка. Так, закарстованная территория к северо-востоку от дер. Курмыш (Ивановская область) известна у местных жителей под названием «урочище Сосиха» (Борисов, 1940). Сильно закарстованные территории называются урочищами и во многих других районах Русской равнины. Известное в Башкирии Кутукское карстовое урочище широко вошло под этим названием в научную литературу.

Русская равнина, соответствующая одноименной платформе и

характеризующаяся определенными долготно-климатическими условиями, выделяется в качестве самостоятельной карстовой страны. По характеру морфоструктуры и тектонических движений, а также по литологическим и биоклиматическим условиям она подразделяется на карстовые области, которые объединяют разобщенные территориальные единицы, образованные участками поверхностного или приповерхностного залегания карстующихся пород. Третьей ступенью районирования является провинция, которая выделяется по общности крупных структурных единиц и господству определенного зонального типа ландшафта. Части провинций, обособление которых связано с внутрискрутурными различиями или со структурами второго порядка, называются округами. Карстовые районы выделяются по относительно однородным геологическим, геоморфологическим и биоклиматическим условиям. Они подразделяются на карстовые участки, которые отличаются приповерхностным залеганием карстующихся пород, участвующих в строении тектонических структур низшего порядка или их элементов. Карстовый участок по объему близок к ландшафтному участку, который является промежуточным комплексом между урочищем и местностью. Самые низшие единицы районирования (урочище, группа и фация) обособляются по геолого-геоморфологическим и почвенно-растительным особенностям, сложности и сочетанию карстовых образований, степени их плотности и характеру распространения.

Если вопрос о высших территориальных единицах районирования уже в какой-то мере начал разрабатываться, то о низших единицах он по существу лишь ставится. Г. А. Максимович (1958) по территориальной обособленности, преобладанию карстовых форм, стадий развития карстового процесса, генетическим типам вод и другим признакам делит карстовые районы на карстовые участки, карстовые поля и карстовые гнезда. Н. А. Гвоздецкий (1972), который при необходимости детального районирования допускает выделение таких индивидуальных единиц, как подрайоны и микрорайоны, считает, что «контуры отдельных районов целесообразнее заполнять типологическими единицами», поскольку «в низших территориальных единицах индивидуальные особенности всегда отступают на задний план» (Гвоздецкий, 1972, с. 249). Аналогичную точку зрения высказывает В. Б. Михно (1971, 1974), рассматривающий карстовый район в качестве основной единицы районирования.

Не отрицая возможности картирования в рамках карстовых районов типологических комплексов, мы считаем более правильным при исследованиях небольших карстовых территорий выделение региональных единиц, так как даже самые низшие из них не тождественны по генезису и не сходны по морфологии, хотя индивидуальные особенности их иногда могут быть в значительной мере затушеваны. Дробные схемы районирования карста с выделением карстовых участков, урочищ, групп и фа-

ций были составлены нами для некоторых карстовых районов Северной Прибалтики, Кулойского и Уфимского плато, Валдайской, Среднерусской, Приволжской и Подольской возвышенностей, а также Донбасса и Среднего Поволжья. Интересна схема районирования карста, составленная И. А. Саваренским (Ильин и др., 1960), на которой выделяются карстовые участки и карстовые поля. Но таких схем пока очень мало. Между тем они представ-

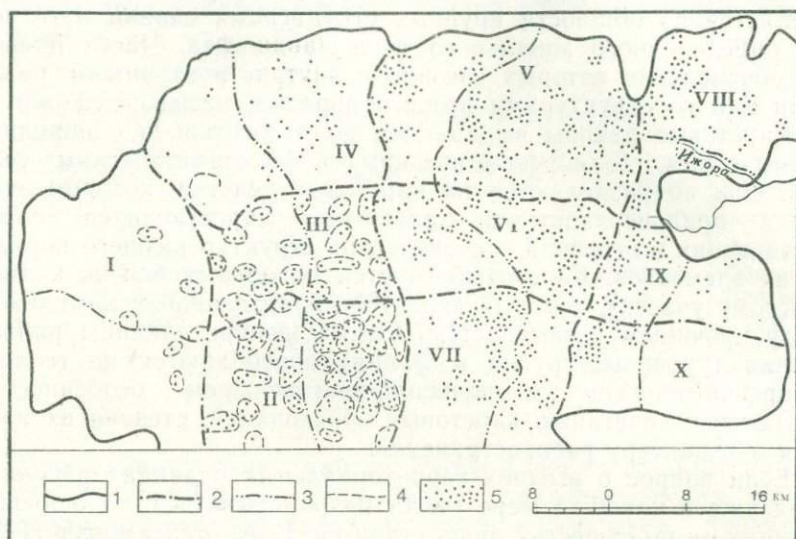


Рис. 12. Схема районирования карста Ижорской возвышенности: 1 — граница Ижорского карстового района; 2 — границы карстовых участков; 3 — границы карстовых урочищ; 4 — границы карстовых групп; 5 — карстовые фации. Карстовые участки: I — Веймарнский; II — Врудаский; III — Бегуницкий; IV — Кировский; V — Гостилицкий; VI — Муратовский; VII — Волосовский; VIII — Красносельский; IX — Вохоновский; X — Елизаветинский. Карстовые группы из-за мелкого масштаба показаны лишь в пределах первых трех карстовых участков

ляют особый интерес, так как дают наиболее полное представление об особенностях распространения и эволюции карста. Такие схемы имеют важное значение также при решении народнохозяйственных задач.

Методика выделения региональных единиц, особенно низкого ранга, разработана слабо. Как показывает опыт, при выделении территориальных комплексов, расположенных в разных природных условиях, применяются разные методы. Так, выделение карстовых групп в районах выхода карстующихся пород на поверхность проводится по комплексу признаков с учетом преимущественно плотности карстовых форм и коэффициента закарстованности территории (рис. 12), тогда как в районах, где карстующиеся породы

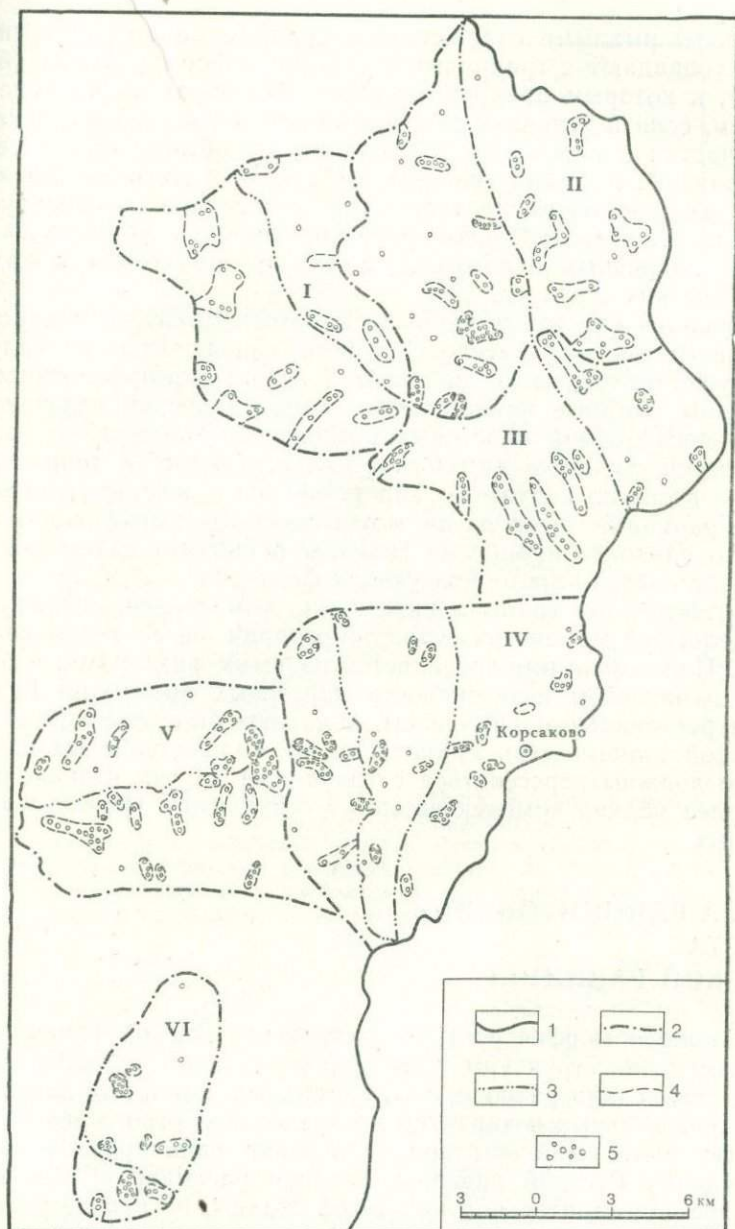


Рис. 13. Схема районирования карста северо-запада Среднерусской возвышенности:

1 — граница Упа-Зушского карстового района; 2 — границы карстовых участков; 3 — границы карстовых урочищ; 4 — границы карстовых групп; 5 — карстовые фации. Карстовые участки: I — Акинтьевский; II — Покровский; III — Липицкий; IV — Корсаковский; V — Спешневский; VI — Игумновский

перекрыты рыхлыми отложениями, границы карстовых групп нередко совпадают с границами эрозионных форм рельефа (балка, овраг), к которым приурочены карстовые образования (рис. 13). Причем, если в условиях задернованного и голого карста карстовые участки и карстовые урочища имеют обычно сплошное распространение и общие границы, то для покрытого карста характерна разорванность ареалов этих комплексов, поскольку обособление их в значительной мере определяется мощностью и составом покровных отложений, а также характером локальных тектонических структур.

Границы карстовых районов, карстовых округов и карстовых провинций многими исследователями проводятся по ведущим, преимущественно по азональным (геолого-геоморфологическим), факторам, которые накладывают особенно резкий отпечаток на современный облик карстовых комплексов. Чаще всего границы проводятся с учетом литологических особенностей территории и прежде всего по контактам карстующихся и некарстующихся пород. Границами комплексов могут служить также долины рек. Однако наиболее правильно границы проводить на основе учета всего комплекса карстообразующих факторов.

Естественные границы карстовых комплексов, отражающие определенный момент развития территорий, не остаются неизменными. Положение их определяется разными факторами, и прежде всего изменением интенсивности карстовых процессов. Границы, как и региональные комплексы, обладают определенной таксономической значимостью. Границы одних индивидуальных комплексов не должны пересекаться с границами других. Однако границы более мелких комплексов могут совпадать с границами более крупных.

СХЕМА РАЙОНИРОВАНИЯ КАРСТА РУССКОЙ РАВНИНЫ

Сложное морфоструктурное строение Русской равнины, резкое изменение структуры широтной и частично высотной зональности определили разнообразие природных карстовых комплексов, сочетание которых и характер распределения строго закономерны и могут быть выявлены при проведении районирования карста. В пределах Русской равнины, которая рассматривается нами в качестве самостоятельной карстовой страны, на основе учета всего комплекса карстообразующих факторов или, точнее, характера взаимосвязей между ними, выделяется 10 карстовых областей, 26 карстовых провинций, 59 карстовых округов, 187 карстовых районов и 628 карстовых участков (рис. 14). Выделенные территориальные единицы в таксономическом отношении строго подчинены единицам более высокого ранга.

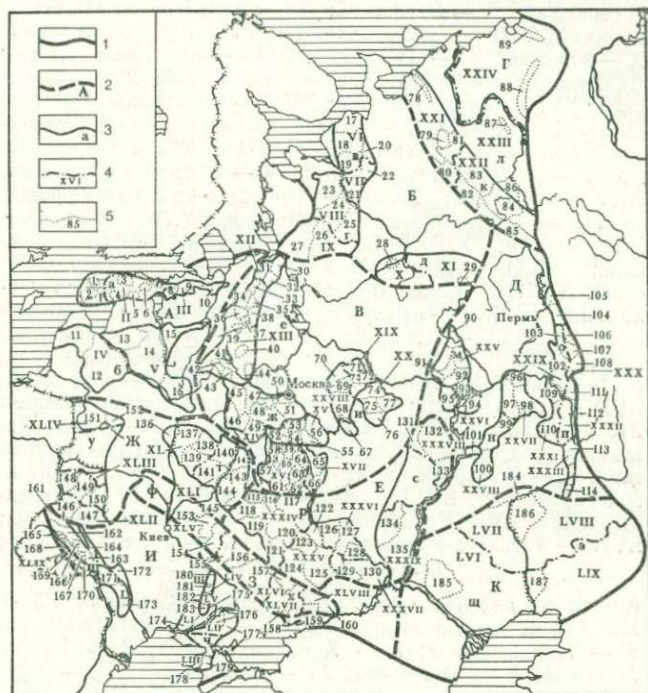


Рис. 14. Схема районирования карста Русской равнины (составил А. Г. Чикишев):

1 — граница карстовой страны Русская равнина; 2 — границы и индексы карстовых областей; 3 — границы и индексы карстовых провинций; 4 — границы и индексы карстовых округов; 5 — границы и индексы карстовых районов

Карстовые области: А — Прибалтийская; Б — Онежско-Кулойская; В — Центрально-русская; Г — Тимано-Печорская; Д — Средневожско-Камская; Е — Среднерусско-Приволжская; Ж — Деснинско-Припятская; З — Приднепровско-Донецкая; И — Молдавско-Украинская; К — Прикаспийская.

Карстовые провинции: а — Северо-Прибалтийская; б — Южно-Прибалтийская; в — Двинско-Мезенская; г — Онего-Двинская; д — Североувальская; е — Валдайская; ж — Московско-Окская; з — Северо-Среднерусская; и — Окско-Клязьминская; к — Тиманская; л — Печорская; м — Средневожская; н — Жигулевско-Бугульминская; о — Уфимско-Камская; п — Дема-Уфимская; р — Южно-Среднерусская; с — Приволжская; т — Днепровско-Деснинская; у — Припятско-Неманская; ф — Приднепровская; х — Донецкая; ц — Подольско-Молдавская; ч — Причерноморская; ш — Украинская; щ — Западно-Прикаспийская; э — Восточно-Прикаспийская.

Карстовые округа: I — Западно-Эстонский; II — Северо-

Эстонский; III — Ижорско-Волховский; IV — Литовско-Латвийский; V — Псковский; VI — Кулойский; VII — Пинежский; VIII — Нижне-Двинский; IX — Верхне-Онежский; X — Южский; XI — Лузинский; XII — Вепсовский; XIII — Валдайско-Торжокский; XIV — Московский; XV — Заокский; XVI — Окско-Донской; XVII — Задонский; XVIII — Окско-Цнинский; XIX — Клязьминский; XX — Нижнеокский; XXI — Северо-Тиманский; XXII — Южно-Тиманский; XXIII — Западно-Печорский; XXIV — Восточно-Печорский; XXV — Вятский; XXVI — Приволжско-Нижнекамский; XXVII — Бугульминско-Белебеевский; XXVIII — Соко-Жигулевский; XXIX — Бельско-Чусовской; XXX — Уфимский; XXXI — Бельско-Уршакский; XXXII — Нижнебельский; XXXIII — Сакмаро-Илекский; XXXIV — Сеймско-Оскольский; XXXV — Айдар-Деркульский; XXXVI — Калачский; XXXVII — Донской; XXXVIII — Сурско-Терешкинский; XXXIX — Медведицкий; XL — Верхнеднепровский; XLI — Брянский; XLII — Волянский; XLIII — Полесский; XLIV — Белорусский; XLV — Западно-Приднепровский; XLVI — Восточно-Приднепровский; XLVII — Западно-Донецкий; XLVIII — Восточно-Донецкий; XLIX — Подольский; L — Молдавский; LI — Южно-Бугский; LII — Нижнеднепровский; LIII — Северо-Крымский; LIV — Кременчугский; LV — Криворожский; LVI — Волго-Узеньский; LVII — Узеньско-Уральский; LVIII — Урало-Илекский; LIX — Уил-Эмбенский.

Карстовые районы: 1 — Хиумский; 2 — Саремский; 3 — Кейлаский; 4 — Энгесаугаский; 5 — Праддинавестинский; 6 — Пандиверский; 7 — Кундакохтлаский; 8 — Нарва-Лужский; 9 — Ижорский; 10 — Волховский; 11 — Курземский; 12 — Даугавский; 13 — Видземский; 14 — Ханья-Латгальский; 15 — Ильменский; 16 — Витебский; 17 — Койдинский; 18 — Лакинский; 19 — Кельдинский; 20 — Олминский; 21 — Пукштенгинский; 22 — Среднепинежский; 23 — Ваймугский; 24 — Мехреньгинский; 25 — Вагинский; 26 — Нядомский; 27 — Андомский; 28 — Сухонский; 29 — Кобринский; 30 — Шола-Мегрский; 31 — Поша-Мегрский; 32 — Ивода-Колпский; 33 — Поша-Тихвинский; 34 — Тихвинский; 35 — Песь-Соминский; 36 — Песь-Верхнеуверьский; 37 — Уверьско-Среднемстинский; 38 — Уверьско-Кобожский; 39 — Шегринско-Березайский; 40 — Цнинский; 41 — Селижаровский; 42 — Жукопско-Верхнезападнодвинский; 43 — Межа-Верхнетудовский; 44 — Бойня-Верхнегъмминский; 45 — Вяземский; 46 — Верхнеуринский; 47 — Гжатский; 48 — Протвинский; 49 — Сухиничский; 50 — Московско-Пахринский; 51 — Пахринско-Окский; 52 — Упский; 53 — Каширский; 54 — Тульский; 55 — Пронинский; 56 — Рязанский; 57 — Окско-Неручский; 58 — Упа-Зушский; 59 — Доно-Плавский; 60 — Зуша-Соснинский; 61 — Неручь-Кшеньский; 62 — Доно-Кшеньский; 63 — Доно-Семенекский; 64 — Доно-Турдейский; 65 — Ряса-Донской; 66 — Доно-Воронежский; 67 — Поцнинский; 68 — Гусь-Ушнинский; 69 — Судогдинский; 70 — Уводьский; 71 — Лухский; 72 — Балахнинский; 73 — Суворощский; 74 — Сережа-Окский; 75 — Тешский; 76 — Мокша-Алатырский; 77 — Пьянский; 78 — Индигский; 79 — Мыльский; 80 — Мезенский; 81 — Пижмский; 82 — Веслянский; 83 — Ухтинский; 84 — Верхневьечегод-

ский; 85 — Пильва-Ельский; 86 — Сойвинский; 87 — Кожвинский; 88 — Чернышевский; 89 — Черновский; 90 — Вятско-Немдинский; 91 — Кокшага-Илетский; 92 — Илеть-Казанский; 93 — Мешский; 94 — Актайский; 95 — Нижнесвяжский; 96 — Нижнежский; 97 — Мензеля-Шемшинский; 98 — Икско-Усенский; 99 — Сокский; 100 — Самаро-Иргизский; 101 — Жигулевский; 102 — Бирский; 103 — Иренский; 104 — Сергинский; 105 — Полазнинский; 106 — Сылвинский; 107 — Сарский; 108 — Яманьелгинский; 109 — Чермасанский; 110 — Демский; 111 — Симский; 112 — Стерлитамакский; 113 — Якшимбетовский; 114 — Илецкий; 115 — Свапа-Тускорьский; 116 — Рать-Кшеньский; 117 — Олым-Потуданский; 118 — Сейско-Песелский; 119 — Песелско-Североскодонский; 120 — Среднеосколский; 121 — Нижнеосколский; 122 — Доно-Белогорский; 123 — Верхнеайдарский; 124 — Осколо-Айдарский; 125 — Деркульский; 126 — Западно-Калачский; 127 — Центральнокалачский; 128 — Восточно-Калачский; 129 — Западно-Донской; 130 — Восточно-Донской; 131 — Среднесурский; 132 — Верхнесвяжский; 133 — Терешкинский; 134 — Терский; 135 — Иловянский; 136 — Друтский; 137 — Пронянский; 138 — Климовичский; 139 — Беседский; 140 — Надвинский; 141 — Судостинский; 142 — Ревнинский; 143 — Нерусский; 144 — Ивоткинский; 145 — Клевенский; 146 — Верхнебугский; 147 — Кременецкий; 148 — Верхнеприпятский; 149 — Стоходский; 150 — Горынский; 151 — Неманский; 152 — Березинский; 153 — Удайский; 154 — Хоролский; 155 — Полтавский; 156 — Коломакский; 157 — Бахмутский; 158 — Волновахинский; 159 — Тузловский; 160 — Краснодарский; 161 — Немирово-Нестеровский; 162 — Львовско-Бучачский; 163 — Чортково-Орининский; 164 — Толтринский; 165 — Ходорово-Коропецкий; 166 — Золотники-Устечский; 167 — Серетско-Нижнезбручский; 168 — Нижнестрейско-Тлумачский; 169 — Тлумач-Городенский; 170 — Кицмань-Хотинский; 171 — Чугур-Кайнарский; 172 — Мурафинский; 173 — Реутский; 174 — Ингульский; 175 — Ингулецкий; 176 — Каховский; 177 — Мелитопольский; 178 — Тарханкутский; 179 — Сасыкский; 180 — Павлышский; 181 — Желтореченский; 182 — Радушнинский; 183 — Широкинский; 184 — Чаганский; 185 — Джаныбекский; 186 — Ирубайский; 187 — Кызылдуьский

Структура сочетаний карстовых комплексов Русской равнины отличается значительной сложностью (рис. 15). В то же время предлагаемую нами хронологическую систему, несмотря на ее большую детальность по сравнению с другими полисистемными моделями, следует рассматривать как предварительную, поскольку она не только не исчерпывает более дробной дифференциации рассматриваемой территории, но и нуждается в уточнении связей между комплексами одного и разного рангов.

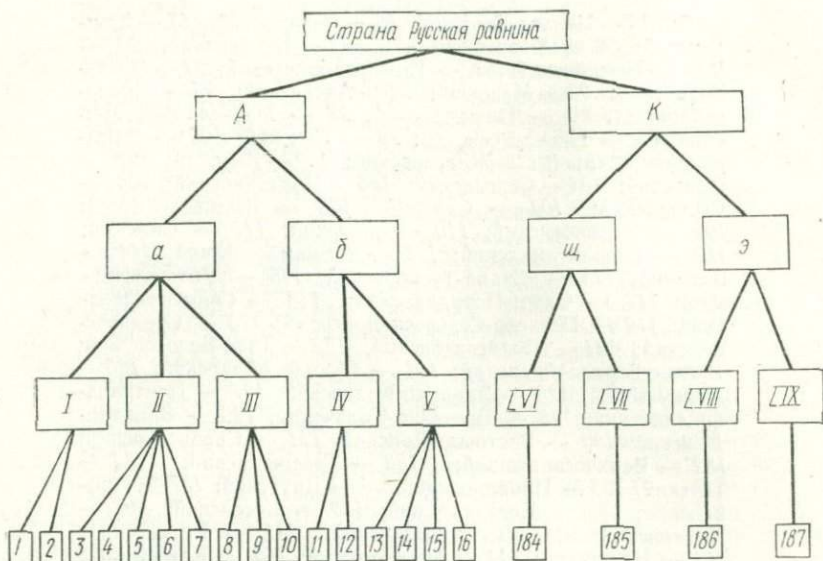


Рис. 15. Горизонтальная структура индивидуальных карстовых комплексов Русской равнины:
 А—К — карстовые области; а—э — карстовые провинции; I—LIX — карстовые округа; 1—187 — карстовые районы

ХАРАКТЕРИСТИКА КАРСТОВЫХ РЕГИОНОВ

При описании карстовых регионов необходимо обеспечить сравнимость характеристик комплексов, особенно одного ранга. На основании анализа текстовых характеристик можно сделать вывод, что часто при описании территориальных комплексов используются самые разные показатели, при этом нередко обращается внимание на второстепенные факторы, тогда как многие важные характеристики отсутствуют. По-видимому, нам этого тоже не удалось избежать, хотя мы пытались добиться однообразного описания комплексов, отобрав определенный ряд количественных и качественных показателей. Наиболее подробно описаны карстовые провинции и карстовые районы. Для достаточно хорошо исследованных территорий дается характеристика карстовых участков.

ПРИБАЛТИЙСКАЯ КАРСТОВАЯ ОБЛАСТЬ

Прибалтийская карстовая область охватывает северо-западную часть Русской равнины. Она подразделяется на две карстовые провинции — Северо-Прибалтийскую и Южно-Прибал-

тийскую, отличающиеся в литолого-тектоническом, морфоструктурном и зональном отношениях.

Северо-Прибалтийская карстовая провинция, охватывающая Эстонскую ССР и Ленинградскую область, характеризуется широким распространением карста, который развивается в ордовикских, силурийских и девонских карбонатных породах. Карстовые формы отмечены вдоль вертикальных тектонических трещин во всей толще карбонатных пород, но особенно широко они распространены в верхней ее части до глубины 25 м. Карст Северной Прибалтики описан в работах Н. Ф. Погребова (1913), М. А. Гатальского (1957), Ю. И. Хейнсалу (1957, 1959а, 1959б, 1970), М. С. Газизова (1958, 1962), Ю. М. Гуревича (1966) и А. Г. Чижишева (1972б, 1974б).

Поверхностный карст представлен воронками, понорами, кувсину (комбинация карстовой воронки с открывающейся в нее эрозивной формой), котловинами, суходолами и нишами. Воронки преимущественно небольшие, редко до 20 м в диаметре и 4 м глубины. Средняя плотность их распространения увеличивается к востоку от 0,1 до 2 на 1 км². На дне многих воронок развиты водопоглощающие поноры.

Подземный карст представлен в основном пещерами и полостями. Пещеры относятся преимущественно к типу коридорных, длина их не превышает 200 м. К трещинам напластования нередко приурочены трубообразные каналы диаметром до 0,4 м. Подземные полости, выявленные бурением, встречаются обычно до глубины 20—30 м. Поперечник их изменяется от 0,02 до 8 м. Около 60% подземных полостей выполнено пластичной глиной. В некоторых местах вдоль тектонических трещин северо-восточного направления встречаются зоны, где известняки и доломиты сильно выщелочены и разрушены, причем промежутки между обломками заполнены глинистым материалом.

Северо-Прибалтийская карстовая провинция подразделяется на три карстовых округа: Западно-Эстонский, Северо-Эстонский и Ижорско-Волховский, которые, в свою очередь, делятся на 10 карстовых районов и 43 карстовых участка (рис. 16).

Западно-Эстонский карстовый округ располагается на западе провинции, охватывая острова Хиума, Сарема, Муху и другие. Большая часть территории сложена известняками и доломитами силура, лишь на севере о. Хиума распространены карбонатные образования ордовика. В пределах округа выделяются два карстовых района: Хиумский и Саремский.

Хиумский карстовый район занимает о. Хиума. Карст выражен слабо и представлен преимущественно небольшими формами. В районе выделяются два карстовых участка — Ынгуский и Кяйнаский.

Саремский карстовый район территориально совпадает с о. Сарема. Поверхностный карст представлен воронками и понорами. Наиболее крупные карстовые воронки приурочены к до-

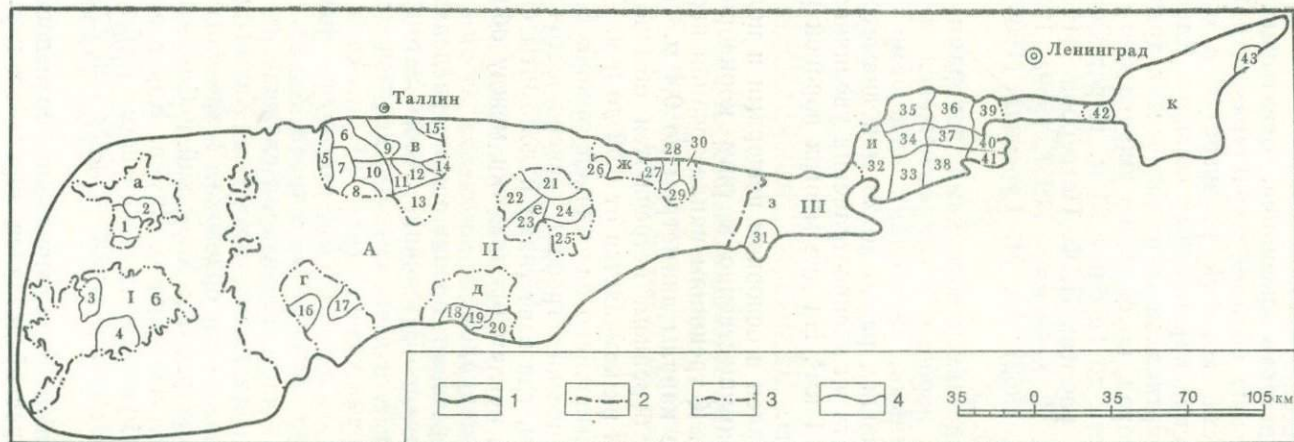


Рис. 16. Схема районирования карста Северной Прибалтики:

А — Северо-Прибалтийская карстовая провинция; I — Западно-Эстонский карстовый округ; II — Северо-Эстонский карстовый округ; III — Ижорско-Волховский карстовый округ.

Карстовые районы: а — Хиумский; б — Саремский; в — Кейлаский; г — Энгесаугаский; д — Прандинавестинский; е — Пандиверский; ж — Кундаохтлаский; з — Нарвалужский; и — Ижорский; к — Волховский. Карстовые участки: 1 — Ынгуский; 2 — Кяйнаский; 3 — Мустьялаский; 4 — Астеский; 5 — Аудеский; 6 — Вазалеммаский; 7 — Лайтсеский; 8 — Верхнетээнусеский; 9 — Сауэский; 10 — Хагерский; 11 — Кохилаский; 12 — Тухалаский; 13 — Куйметаский; 14 — Козеский; 15 — Костиверский; 16 — Коонгаский; 17 — Маймаский; 18 — Выхмаский; 19 — Лоопреский; 20 — Пыльтсамааский; 21 — Поркунинский; 22 — Тамсалуский; 23 — Пикевереский; 24 — Коонуский; 25 — Симунаский; 26 — Кабалаский; 27 — Люганусеский; 28 — Сомпаский; 29 — Пагариский; 30 — Ахтмеский; 31 — Гостицкий; 32 — Веймарнский; 33 — Врудаский; 34 — Бегуницкий; 35 — Кировский; 36 — Гостилицкий; 37 — Муратовский; 38 — Волосовский; 39 — Красносельский; 40 — Вохоновский; 41 — Елизаветинский; 42 — Ульяновский; 43 — Морозовский.

Границы: 1 — провинции; 2 — округов; 3 — районов; 4 — участков

ломитам (Верте, 1961). Для подземного карста характерны небольшие полости. Глубинный карст активизируется в связи с подтоком в сильно трещиноватые известняки и доломиты морских вод, на что указывает повышенная минерализация подземных карстовых вод (до 1,5 г/л). В районе выделяются два карстовых участка — Мустъялаский и Астеский.

Северо-Эстонский карстовый округ охватывает территорию Эстонской ССР к северу от параллели Пярну — Тарту. Карст развивается в карбонатных породах ордовика и силура. В пределах округа выделяются пять карстовых районов: Кейлаский, Энгесаугаский, Прандинавестинский, Пандиверский и Кундакохтлаский.

Кейлаский карстовый район располагается к югу и востоку от Таллина. Карст представлен воронками, понорами, котловинами, курсу, суходолами, нишами и пещерами. Воронки преимущественно небольшие (редко до 20 м в диаметре и 4 м глубины). На дне их иногда развиты поноры. К северу от Костивере встречаются ящикообразные воронки с плоским дном и отвесными стенками высотой до 3 м. Формирование их связано с развитием в условиях высокого стояния уровня подземных вод и слабо выраженной зоны аэрации коррозионных процессов вдоль тектонических трещин. Абсолютная высота дна многих воронок совпадает с уровнем анцилового озера, что позволяет отнести начало их образования к анциловому времени, тогда как более глубокие воронки сформировались в послепонорное время (Хейнсау, 1959а). Средняя плотность воронок не превышает 0,2 на 1 км².

Широко распространены курсу. Длина их 20—30 м, а глубина до 7 м. Для котловин характерна небольшая глубина и пологие склоны. Одна из них отмечена на северо-восточной окраине Хагери. Диаметр котловины более 80 м, глубина 5 м. В нее впадает небольшой ручей, вода которого поглощается понорами. Среди суходолов выделяется суходол р. Йыэляхтме длиной около 2,5 км (рис. 17).

В пределах района выделяются одиннадцать карстовых участков: Аудеский, Вазалеммаский, Лайтсеский, Верхнетээнусеский, Сауэский, Хагериский, Кохилаский, Тухалаский, Костиверский, Козеский и Куйметсаский.

Энгесаугаский карстовый район располагается в западной части Эстонии между р. Энге и нижним течением р. Пярну. Карст представлен поверхностными и подземными формами, приуроченными к известнякам и доломитам силура. Выделяется два карстовых участка — Коонгаский и Маймаский.

Прандинавестинский карстовый район располагается в центральной части Эстонии между левыми притоками Пярну — Пранди и Навести и средним течением р. Пыльтсама. Карст имеет значительное распространение. Интересны брекчии доломитов, указывающие на интенсивное развитие древнего карста (Верте, 1961).

В пределах района выделяются три карстовых участка — Выхмаский, Лоопреский и Пыльтсамааский.

Пандиверский карстовый район охватывает Пандиверскую возвышенность, расположенную в северной части Эстонии. Особенно широко карст развит в окрестностях Поркуни, Савалдумаа,

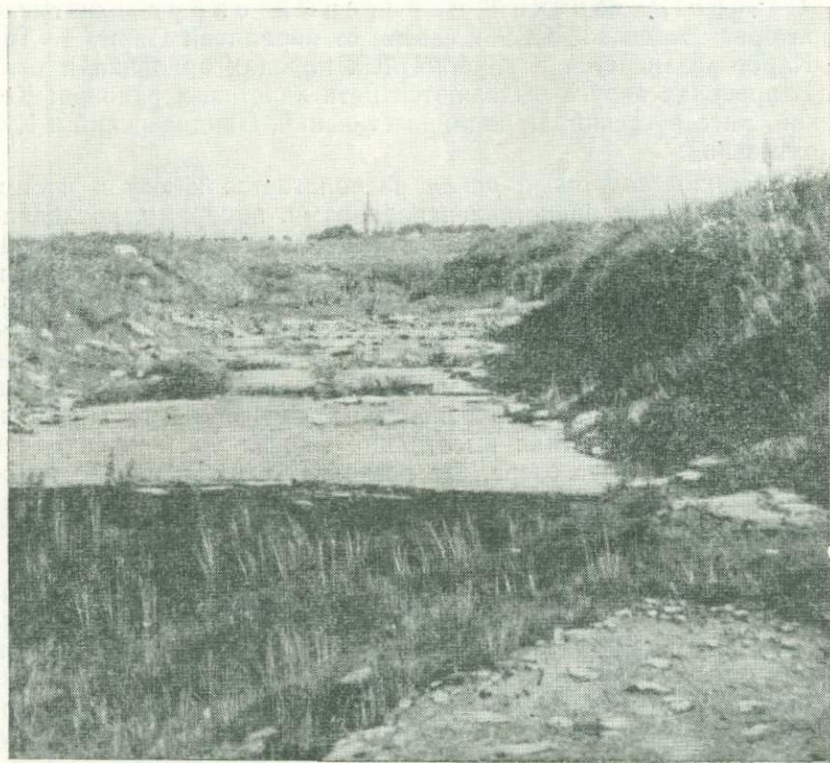


Рис. 17. Суходол р. Йыэляхтме на плато Костивере

Тамсалу, Ваенгу, Куйвагаре, Визусти, Пикевере, Эрина, Коону, Абури, Ависпеа и Кадила.

Среди поверхностных карстовых форм преобладают воронки, колодеобразные поноры и котловины. Воронки преимущественно небольшие, лишь в отдельных случаях они достигают 30 м в диаметре и 7 м глубины (Визусти). Встречаются молодые провалы, отличающиеся обрывистыми склонами. Некоторые воронки проявляют себя как эставеллы, периодически то поглощают воду, то выбрасывают ее на поверхность. Такая эставелла (диаметр 20 м, глубина 2,5 м) была отмечена нами близ Тамсалу (рис. 18). Средняя плотность воронок составляет 0,3 на 1 км².

В пределах Пандиверского района выделяются пять карстовых участков — Поркунинский, Тамсалуский, Пикеввереский, Коонуский и Симунаский.

Кундакохтлаский карстовый район расположен на северо-востоке Эстонии. Карстовые процессы развиваются во всей толще ордовикских карбонатных пород, разбитых тектоническими

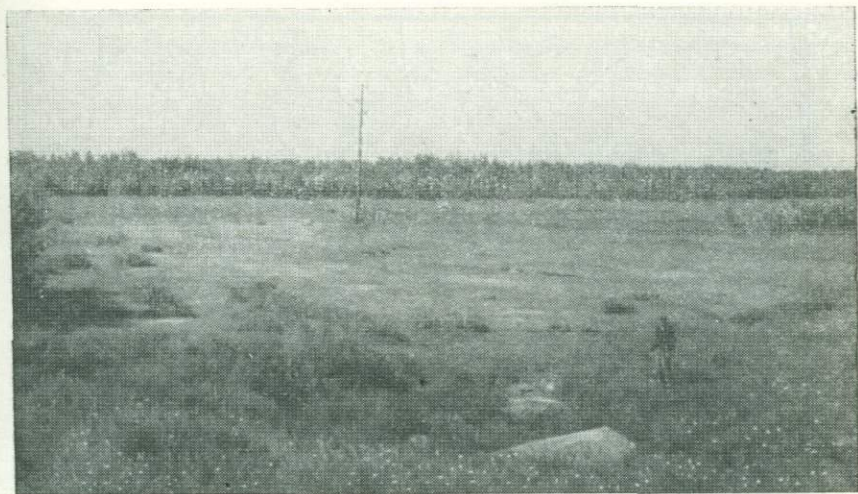


Рис. 18. Карстовая воронка — эставелла в 0,5 км к западу от Тамсалу

трещинами, по которым циркулируют инфильтрационные воды. Активизации карста в зоне постоянного водообмена способствуют окислительные процессы, вызывающие разложение сульфидов до серной кислоты, повышающей агрессивность подземных вод.

Поверхностный карст представлен воронками, понорами, суходолами, нишами и пещерами. Карстовые воронки особенно широко распространены в окрестностях Люганузе, Йыхви и Сомпа (рис. 19). Одна из наиболее крупных воронок расположена в 1,5 км южнее Люганузе. Диаметр ее 40 м, глубина 6 м. Склоны воронки обрывисты, на дне развиты крупные поноры, которые полностью поглощают воды р. Эрры (приток р. Пуртсе), формируя суходол Ухаку длиной более 1,5 км. Другая крупная воронка находится у дер. Калина. Поглощающая способность ее превышает 70 м³/ч. Встречаются молодые провалы, достигающие иногда значительных размеров. Такой провал с большим понором на дне, ведущим в пещеру, отмечен нами в 3 км к северо-западу от Сомпы. Средняя плотность карстовых воронок около 0,2 на 1 км². На склонах суходола Ухаку, сложенных известняком, развиты небольшие ниши и карры (рис. 20).

В пределах района выделяется пять карстовых участков: Кабалаский, Люганузеский, Сомпаский, Пагариский и Ахтмеский. Ижорско-Волховский карстовый округ располагается на востоке Северо-Прибалтийской провинции. Карстуются карбонатные породы ордовика и девона. Округ делится на три карстовых района: Нарва-Лужский, Ижорский и Волховский.

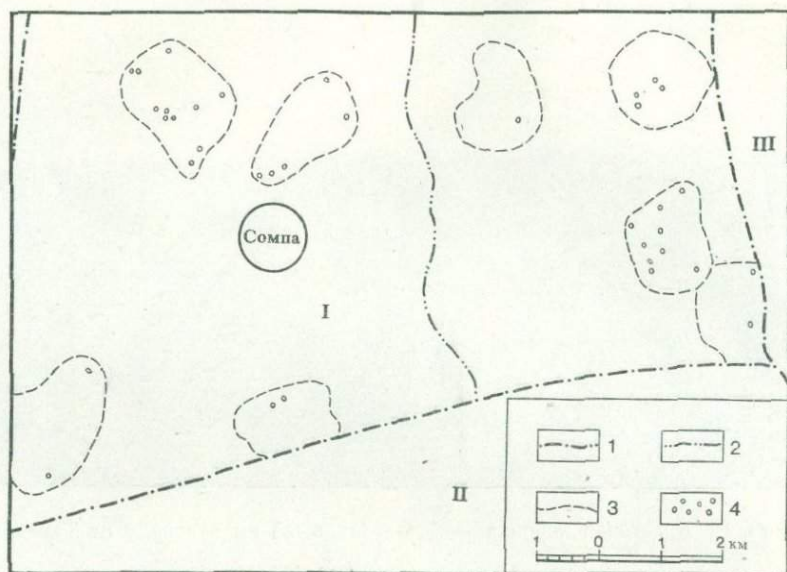


Рис. 19. Схема районирования карста Сомпаского участка

Кундакохтлаского карстового района:

- 1 — границы карстовых участков; 2 — границы карстовых урочищ;
3 — границы карстовых групп; 4 — карстовые фации. Карстовые участки: I — Сомпаский; II — Пагариский; III — Ахтмеский

Нарва-Лужский карстовый район находится в западной части Ленинградской области между р. Нарвой и средним течением Луги. Карст лучше всего изучен в низовьях Плюсы, где карстовые формы наиболее широко распространены в окрестностях Гостицы, Боровни, Омута и г. Сланцы. Среди карстовых воронок выделяется Гостицкая яма (в 1,5 км к западу от д. Гостицы), достигающая 50 м в диаметре и 18 м глубины. На дне этой огромной воронки прослеживается шесть крупных понор, отличающихся высокой поглощающей способностью. В воронку впадает четыре ручья, долины которых хорошо выражены в рельефе. Встречаются молодые провалы. Средняя плотность карстовых воронок около 0,2 на 1 км².

Скважинами в карбонатных породах ордовика вскрыты полости от 0,05 до 1,5 м, обычно заполненные зеленовато-серой

глиной, иногда песком или доломитовой мукой. В таллинских известняках зафиксированы полости более 10 м длины. Особенно сильно закарстована верхняя часть карбонатной толщи до глубины 4 м. Здесь наряду с кавернами и полостями встречаются древние карстовые воронки выщелачивания, выполненные глиной с обломками известняка. В толще карбонатных пород вдоль верти-



Рис. 20. Суходол р. Ухаку близ дер. Люганузе. На его склонах, сложенных известняком, развиты небольшие ниши и карры

кальных тектонических трещин прослеживаются зоны выщелоченных известняков. На участках, где они секут пласты горючих сланцев, в результате постоянного притока карстовых вод наблюдаются окисление и вынос органического вещества из продуктивной пачки. Это определяет замещение сланцев глинистыми отложениями. Такие участки нами исследовались в шахте № 1 Ленинградского сланцевого месторождения.

Ижорский карстовый район характеризуется интенсивным развитием карста, приуроченного к известнякам и доломитам ордовика (Чикишев, 19746). Наиболее широко карст распространен в окрестностях населенных пунктов Чертовицы, Гостилицы, Дятлицы, Черемыкино, Шундорово, Каськово, Слепино, Тешково, Торо-

сово, Муратово, Волгово, Березнево, Губаницы, Кикерино, Глядино, Тилизи, Скворицы, Кезелево, Вохоново, Тайворово и Вережье.

Поверхностный карст представлен воронками, колодеобразными провалами, понорами, блюдцами, котловинами и суходолами. Карстовые воронки обычно небольшие, но некоторые из них достигают 50 м в диаметре и 12 м глубины (у дер. Березнево).



Рис. 21. Крупная карстовая воронка в 0,5 км к западу от Торосово. Дно воронки завалено валунами, а склоны заросли кустарниками

Воронки чаще всего вытянуты в цепочку или встречаются небольшими группами. В некоторых местах они имеют сплошное распространение (близ Тилизи, Гостилицы, Вережье). Воронки обычно завалены валунами и заросли кустарником (рис. 21). Интересны молодые провалы, указывающие на активное развитие современных карстовых процессов. Один из таких провалов, расположенный у д. Кезелево, представляет яму с обрывистыми стенками глубиной 1,5 м и в поперечнике 2,5 м. На дне провала большой понор. Плотность карстовых воронок достигает иногда 15—25 на 1 км² (рис. 22), однако в среднем около 2 на 1 км².

В окраинных частях Ижорской возвышенности широко рас-

пространены карстовые источники, которые иногда объединяются в группы (Орловские, Тайцкие, Гостилицкие, Хревицкие, Перелесинские, Ропшинские и другие). Расходы одиночных карстовых источников от 0,5 до 100 л/с, а групповых — до 400 л/с (Колотильщикова, 1962). Жесткость воды источников 5—6 мг·экв.

Подземный карст выражен кавернами и полостями, которые прослеживаются во всей толще карбонатных пород и достигают иногда объема 3—5 м³. Карстовые подземные полости обычно выполнены голубовато-зеленой пластичной глиной. Возраст подземных форм на Веймарнском месторождении сланцев достоверно установлен как додевонский и нижнедевонский (Левыкин, 1962). Наряду с полостями встречаются участки сильно разрушенных доломитов, превращенных в доломитовую муку.

В пределах Ижорского карстового района выделяется десять карстовых участков — Веймарнский, Врудаский, Бегуницинский, Кировский, Гостилицкий, Муратовский, Волосовский, Красносельский, Вохоновский и Елизаветинский.

Волховский карстовый район располагается вдоль южного берега Ладожского озера. Поверхностный карст развит слабо, что связано со значительной мощностью (до 10 м) четвертичных отложений и наличием в верхней части известняковой толщи ордовика прослоек глины. Лучше всего карст выражен вдоль речных долин. Подземные формы представлены небольшими полостями, выполненными песчано-глинистыми отложениями. В пределах района выделяется два карстовых участка — Ульяновский и Морозовский.

Южно-Прибалтийская карстовая провинция располагается в южной части Прибалтики, протягиваясь широкой полосой от Балтийского моря до оз. Ильмень. Карстуются сульфатные и карбонатные породы верхнего девона и частично карбонатные отложения верхней перми. Карст описан в работах С. Пархоменко (1916), Н. М. Болотиной, Д. С. Соколова (1954), Е. Н. Спрингис (1958), О. М. Варфоломеевой (1959), М. В. Силич (1959), В. Нарбутаса, В. Пранайтиса (1960), М. А. Кавецкиса (1961) и

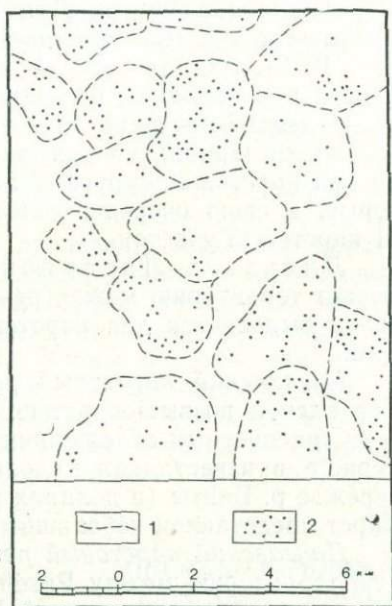


Рис. 22. Схема районирования карста Терпелицкого урочища, расположенного в восточной части Врудаского карстового участка: 1 — границы карстовых групп; 2 — карстовые фации

В. В. Скуодиса (1975). Особенно широко распространены провальные воронки, достигающие 50 м в диаметре и 20 м глубины. Некоторые провалы имеют форму глубоких колодцев. Воронки часто заполнены водой и представляют собой озера. Наиболее крупное из них озеро Киркилай имеет длину 1100 м, ширину 200 м и глубину 12 м. Значительно распространены суходолы. Буровыми скважинами во многих местах выявлены древние карстовые провалы, выполненные разрушенными породами и четвертичными отложениями. Диаметр и глубина некоторых провалов превышает 100 м, а плотность их достигает 25 на 1 км² (Скуодис, 1975). Эти древние не выраженные в современном рельефе формы образовались, по-видимому, в неогене. В карбонатных породах девона отмечены также каверны и полости.

Южно-Прибалтийская карстовая провинция подразделяется на два карстовых округа: Литовско-Латвийский и Псковский, которые, в свою очередь, делятся на шесть карстовых районов и 21 карстовый участок.

Литовско-Латвийский карстовый округ охватывает территорию между реками Нямунас и Даугава. В его пределах выделяется два карстовых района: Курземский и Даугавский.

Курземский карстовый район территориально совпадает с Курземской возвышенностью. Карстовые явления в верхнедевонских гипсоносных отложениях отмечены у селений Кулдига и Кемери, а в известняках и доломитах верхней перми — на правом берегу р. Вянты (в долинах рек Видакште, Акмене и Швентуте). Карст представлен небольшими воронками и блюдцами.

Даугавский карстовый район охватывает обширную низменную территорию между Ригой и Каунасом. Карстовые воронки и суходолы развиты у селений Пасвалис, Ликенай, Кауняй, Киркилай, Биржай, Лапакрита, Скайтскалне, Яунелгава и Балдоне. Преобладают просадочные и провальные воронки, достигающие иногда 50 м в диаметре и 15—20 м глубины. Часто они заполнены водой и представляют собой озера. Некоторые озера связаны подземными каналами. На Ликенайском и Биржайском участках встречаются суходолы. Интересен ручей Пожемис (Подземный), исчезающий в гротообразных карстовых пустотах Швейнтойн-Скиле (Святая дыра).

Псковский карстовый округ занимает восточную половину Южно-Прибалтийской провинции. Он подразделяется на четыре карстовых района: Видземский, Ханья-Латгальский, Ильменский и Витебский.

Видземский карстовый район охватывает Видземскую возвышенность. Карстуются известняки и доломиты верхнего девона. Широко развиты современные и древние карстовые провалы, которые отмечены у селений Плявиняс, Кокнесе, Кегумс, Икшкиле и Виреши. Некоторые провалы имеют форму колодцев глубиной до 70—100 м. Особенно интенсивно карстовые процессы развива-

ются в месте сближения древней и современной долин р. Даугава. Под руслом реки выявлены крупные карстовые полости.

Ханья-Латгальский карстовый район охватывает возвышенности Ханья и Латгальскую и расположенное между ними низменное пространство. Карстуются известняки и доломиты верхнего девона. Карстовые явления отмечены в долинах рек Даугава, Педедзе, Великая, Кудеба и Пскова. Особенно широко распространены карстовые воронки и провалы. Обнажающиеся в некоторых местах доломиты кавернозны. Среди суходолов наибольшей известностью пользуется Чертов ручей, расположенный в низовьях р. Великой.

В Ильменском и Витебском карстовых районах, где карстуются карбонатные породы верхнего девона, карст отмечен лишь на двух участках: Псижаском и Рубаском. Наиболее полно описан Рубаский карстовый участок, расположенный в долине Западной Двины в 25 км к северо-востоку от Витебска, где Н. М. Болотиной и Д. С. Соколовым (1954) проведены детальные карстологические исследования. Здесь Западная Двина на протяжении 8 км врзается в доломиты верхнего девона, перекрытые четвертичными преимущественно ледниковыми отложениями мощностью 40—50 м. Поверхностные карстовые формы на этом участке не выражены. В то же время обнажающиеся доломиты сильно кавернозны. Буровыми скважинами установлено, что кавернозность отмечается во всей толще доломитов до контакта их со снетогорскими глинами и песками. Преобладают каверны от 1 до 5 см, а наиболее крупные достигают 20—30 см.

ОНЕЖСКО-КУЛОЙСКАЯ КАРСТОВАЯ ОБЛАСТЬ

Онежско-Кулойская карстовая область охватывает северную часть Русской равнины, приуроченную в структурном отношении к северной половине Московской синеклизы. В пределах области выделяется три карстовые провинции: Двинско-Мезенская, Онего-Двинская и Североувальская.

Двинско-Мезенская карстовая провинция занимает между-речье в нижнем течении Северной Двины и Мезени. Широкое распространение трещиноватых сульфатных и карбонатных пород, значительная расчлененность территории, небольшая мощность четвертичных отложений и сильное переувлажнение поверхности, вызванное слабым испарением, обусловили интенсивное развитие в Двинско-Мезенской провинции поверхностного и глубинного карста.

Особенности распространения и развития карста Двинско-Мезенского междуречья рассмотрены в работах Р. Самойловича (1909), М. Б. Едемского (1931), Я. Д. Зеккеля (1939), А. Кириллова (1956), Н. Ф. Тессмана (1958), Н. П. Торсуева (1967), А. Г. Чикишева (1966) и Н. М. Кухарева (1968).

Современный карст наиболее активен в гипсово-доломитовых отложениях нижней перми, отличающихся сильной тектонической трещиноватостью. Здесь широко распространены воронки (провальные и просасывания), котловины, колодцы, поноры, расщелины, исчезающие речки и пещеры. Наиболее крупные воронки достигают в диаметре 50—70 м и глубины 20—25 м. В некоторых местах на 1 км² насчитывается до 400—500 воронок. Встречаются молодые провалы и котловины. В придолинных участках развиты карстовые лога. Среди пещер выделяется Конституционная, достигающая длины 5700 м. В карбонатных отложениях каменноугольного и верхнепермского возраста карстовые процессы менее активны. Здесь отмечены преимущественно небольшие воронки, каверны и полости (до 2—5 м в поперечнике).

Широко развиты древние погребенные карстовые образования, выполненные четвертичными песчано-глинистыми отложениями. Выявленные на разной глубине (до 100 м и более) в карбонатных породах каверны и полости заполнены обломками этих пород, а также гипсом.

Двинско-Мезенская карстовая провинция подразделяется на два карстовых округа: Кулойский и Пинежский, которые, в свою очередь, делятся на 6 карстовых районов и 38 карстовых участков (рис. 23).

Кулойский карстовый округ охватывает Кулойское плато и примыкающую к нему на востоке низменную равнину. В его пределах выделяется четыре карстовых района: Койдинский, Лакинский, Кельдинский и Олминский.

Койдинский карстовый район располагается в северной части Кулойского плато, к северу от р. Сояны. Карстуются сульфатные и карбонатные отложения нижней перми и верхнего карбона. Выделяется 7 карстовых участков. Особенно интенсивно карст развит в долинах рек Сояны, Мегры и Майды, где карстуются мощные толщи гипса. Воронки достигают 30 м в диаметре и 10 м глубины. Встречаются сложно построенные котловины, иногда занятые озерами. В верховьях Сояны отмечаются небольшие пещеры.

Лакинский карстовый район занимает среднюю часть Беломорско-Кулойского плато между реками Сояной и Полтой. Карстуются гипсы нижней перми, а также известняки и доломиты среднего и верхнего карбона. Карст отмечен в долинах Сояны, Кепины, Пачуги, Лаки, Ежуги и Полты, где выделяется 10 карстовых участков. Среди поверхностных форм наиболее широко распространены воронки, достигающие иногда значительных размеров. Встречаются суходолы, ниши и небольшие пещеры.

Кельдинский карстовый район находится в южной части Кулойского плато между реками Пинегой и Полтой. Карстуются гипсы, ангидриты и доломиты нижней перми, а также известняки и доломиты среднего и верхнего карбона. Наиболее широко распространены воронки до 40 м в диаметре и 15 м глубины. Плот-

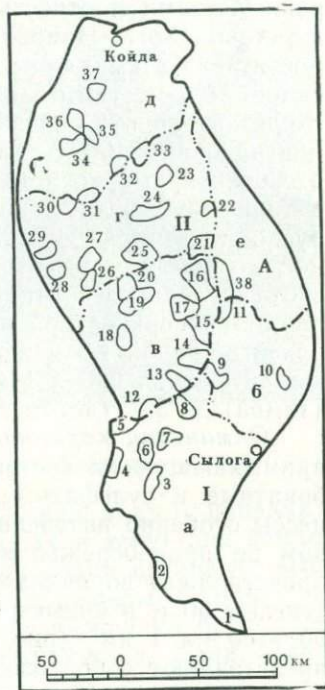
ность воронок в некоторых местах доходит до 500 на 1 км². В пределах района выделяется 9 карстовых участков. Среди них лучше всего исследованы Березникский, Голубинский и Некрасовский.

Березникский карстовый участок расположен между реками Белая и Сев. Гбач. Карстуются в основном гипсы и ангидриты нижней перми. Развиты преимущественно воронки и карстовые

Рис. 23. Схема районирования карста

Двинско-Мезенского междуречья:

А — Двинско-Мезенская карстовая провинция; I — Пинежский карстовый округ; II — Кулойский карстовый округ. Карстовые районы: а — Пукшенгинский; б — Среднепинежский; в — Кельдинский; г — Лакинский; д — Койдинский; е — Олминский. Карстовые участки: 1 — Шиленгинский; 2 — Липовский; 3 — Среднепукшенгинский; 4 — Орлецкий; 5 — Устьпинежский; 6 — Примугинский; 7 — Верхнеугзеньгинский; 8 — Леуновский; 9 — Гбачский; 10 — Чугинский; 11 — Сомпольский; 12 — Луковецкий; 13 — Нижнечуплегинский; 14 — Березникский; 15 — Голубинский; 16 — Некрасовский; 17 — Красногорский; 18 — Верхнесоткинский; 19 — Верхнекельдинский; 20 — Полта-Кельдинский; 21 — Нижнеполтинский; 22 — Ежугинский; 23 — Верхневырзангинский; 24 — Ковальгинский; 25 — Верхнеполтинский; 26 — Козольский; 27 — Суксомский; 28 — Верхнепачугинский; 29 — Верхнекепининский; 30 — Еркинский; 31 — Верхнесоянинский; 32 — Кучемский; 33 — Среднесаянинский; 34 — Черный; 35 — Окуловский; 36 — Среднемегринский; 37 — Верхнемайнинский; 38 — Кулойский. Усл. обозначения см. рис. 16



лога. Интересны карры, приуроченные к системам пересекающихся трещин, расширенных процессами поверхностного выщелачивания. По берегам Онеги и Белой отмечены пещеры. Наиболее крупные из них Северянка (длина 2300 м) и Пинежская им. А. Терещенко (длина 2300 м).

Голубинский карстовый участок расположен между Пинегой и нижним течением р. Сотки. Карстуются гипсы нижней перми. Поверхность сильно закарстована, местами буквально испещрена карстовыми воронками до 40 м в диаметре и 12 м глубины. Особенно широко они распространены к западу от дер. Заполье. К наиболее крупным карстовым логам относятся Кумичев и Мосеев, развитые на склонах долины р. Сотки и достигающие 2 км длины. На правом берегу Онеги у Голубина выявлены и описаны крупные карстовые пещеры Голубинский провал (длина 1150 м), Хо-

лодильник (длина 900 м) и Малая Голубинская (длина 780 м). Горизонтальные пещеры тоннельного типа отмечены также на правом берегу р. Сотки. Наиболее значительная из них пещера Обвальная имеет длину 160 м.

Некрасовский карстовый участок занимает междуречье низовьев рек Сотки и Кельды. Карстуются сульфатные и карбонатные породы нижней перми. Поверхность сильно закарстована. Повсюду встречаются карстовые воронки различных форм и размеров. Местами плотность их превышает 400 на 1 км². Развита карстовые лога. Наиболее крупный из них лог Железные ворота достигает 12 км длины, 50 м ширины и 30 м глубины. Отвесные склоны его местами сложены гипсом. В долине р. Сотки и в логу Железные ворота описаны карстовые пещеры, в том числе Ленинградская 3400 м длиной. Она находится на левом берегу р. Сотки примерно в 15 км от ее устья. Пещера сформировалась в толще сульфатных пород нижней перми и представляет собой русло подземной реки. В ней выделяется несколько гротов длиной до 100 м и высотой до 10—15 м. Образовавшаяся в своде грота Холодного органичная труба диаметром около 1,5 м выходит на дно поверхностной карстовой воронки. По дну пещеры течет ручей шириной 1,5 м и глубиной до 0,4 м. Средняя скорость подземного ручья 0,3—0,4 м/с. Температура воды изменяется от 1,7° (зимой) до 3,4° (летом).

Олминский карстовый район охватывает низменную равнину, примыкающую на востоке к Кулойскому плато. Карстуются карбонатные и сульфатные породы нижней перми. Карстовые процессы особенно интенсивны на Кулогорском участке, расположенном на правом берегу верховьев Кулоя. Поверхностные формы представлены воронками, котловинами и пещерами. Воронки достигают 50 м в диаметре и 15 м глубины. Плотность их местами 50—100 на 1 км² (рис. 24). Воронки нередко заняты водой и представляют собой озера. Встречаются свежие провалы. К наиболее крупным пещерам относится Кулогорская, длина которой составляет 1750 м. Другая значительная пещера — Водная — имеет длину 600 м.

Пинежский карстовый округ находится на междуречье Пинеги и Сев. Двины. В его пределах выделяется два карстовых района: Пукшенгинский и Среднепинежский.

Пукшенгинский карстовый район занимает левобережье нижнего течения Пинеги и бассейн Пукшенги (правого притока Сев. Двины). Карстуются карбонатные и сульфатные породы верхнего карбона и нижней перми. Выделяется 8 карстовых участков. Наиболее детально исследован Липовский участок, расположенный на правом берегу Сев. Двины между деревнями Кали и Липовка. Протяженность его около 25 км, а ширина до 5 км. Карстуются гипсы и ангидриты нижней перми. Особенно интенсивно закарстована непосредственно примыкающая к реке полоса шириной 0,2—0,5 км. Здесь поверхность испещрена карстовыми во-

ронками и провалами, достигающими 50—80 м в диаметре и 15 м глубины. Карст этой полосы близок к типу задернованного гипсово-ангидритового карста. По мере удаления от реки в связи с увеличением мощности рыхлых отложений плотность карстовых форм уменьшается, причем воронки развиваются преимущественно на склонах карстово-эрозионных логов. Многие небольшие реки и

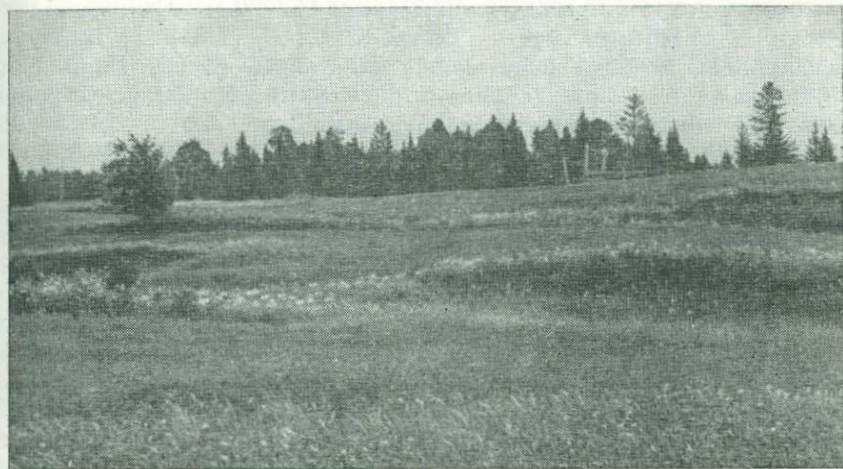


Рис. 24. Карстовые воронки у пос. Кулогоры

ручьи (Амональный, М. Кировка, Никольский и др.), попадая в закарстованную полосу, теряются в понорах и текут под землей. По берегу Сев. Двины в устье коренных пород несколько выше современного уровня реки развиты ниши и пещеры. Самая крупная пещера — Двинская. Она расположена на правом берегу Сев. Двины у устья Никольского лога в 7 км ниже д. Кали. Длина пещеры 990 м.

Среднепинежский карстовый район охватывает среднее течение р. Пинеги. Карстуются гипсы, ангидриты и доломиты нижней перми. Карст отмечен на Гбачском, Чугинском и Сомпольском участках. Особенно широко он распространен на Гбачском карстовом участке, расположенном на междуречье нижнего течения Сии и Портюги. Поверхность здесь сильно закарстована. Повсюду распространены карстовые воронки до 50 м в диаметре и 15 м глубиной. При слиянии воронок образуются обширные котловины и рвы. Встречаются карстовые логов. В высоких (до 30 м) гипсовых обнажениях по рекам Портюга, Летний Гбач и Сия отмечено 15 карстовых пещер. Наиболее крупная из них Гбач-7 имеет длину 820 м.

Онего-Двинская карстовая провинция находится между Онежским озером и нижним течением Сев. Двины. Карстуются

карбонатные и сульфатные породы каменноугольного и пермского возраста. Карст Онего-Двинского междуречья описан в работах Н. Н. Соболева (1899а, 1899б), Н. Ф. Тессмана (1958), С. Я. Жуковского (1962), Н. П. Торсуева (1964, 1967, 1970), П. В. Молитвина (1965), В. А. Котельникова и Н. П. Торсуева (1968).

Современные карстовые формы рельефа представлены воронками, котловинами, понорами, суходолами и пещерами. Воронки достигают иногда 50—60 м в диаметре и 15—20 м глубины. Плотность их в некоторых местах составляет 100—200 на 1 км². Интересны периодически исчезающие карстовые озера, характеризующиеся иногда значительными размерами. Наиболее крупные из них оз. Обозерское имеет длину 8 км. Встречаются котловины до 300 м длины и 10 м глубины. По многим рекам отмечаются суходоламы длиной до 0,5—1,5 км. Хотя территория относится к области избыточного увлажнения, во многих местах в связи с уходом вод в карстовые полости поверхностный сток отсутствует. К таким участкам относятся, в частности, водоразделы рек Ваймуги и Емцы, Емцы и Мехреньги, Емцы и Моши, Шелексы и Емцы, где речная сеть не развита. Пещеры небольшие. Широко распространен древний карст. Некоторые древние карстово-эрозионные образования достигают 20 км длины и 80 м глубины.

Онего-Двинская карстовая провинция подразделяется на два карстовых округа: Нижнедвинский и Верхнеонежский, которые, в свою очередь, делятся на 5 карстовых районов и 38 карстовых участков.

Нижнедвинский карстовый округ располагается между реками Онегой, Мошей, Вагой и Сев. Двиной. В его пределах выделяется 3 карстовых района: Ваймугский, Мехреньгинский и Вагинский.

Ваймугский карстовый район располагается к северу от р. Емцы. Карстуются в основном известняки и доломиты среднего и верхнего карбона. Наиболее распространены карстовые воронки, достигающие 30 м в диаметре и 15 м глубины. Интересны карстовые озера, отличающиеся резким колебанием уровня и изменением площади зеркала. К периодически исчезающим карстовым озерам относятся Сямго, Обозерское и Суходорожное. Наиболее крупное озеро Обозерское, из которого вытекает р. Ваймуга, имеет длину 8 км, ширину 1,5 км. На дне его находится карстовая воронка диаметром 40 м и глубиной 10 м. На реках Ваймуга, Шелекса и Сухая Шелекса наблюдаются суходоламы длиной до 220 м. Встречаются небольшие (до 5 м длины и 1 м высоты) пещеры. Шурфами и скважинами в некоторых местах вскрыты древние карстовые формы. Они представлены преимущественно воронками, выполненными песчано-глинистыми отложениями. На Обозерском участке при бурении известняков верхнего карбона выявлены полости высотой до 4 м.

Мехреньгинский карстовый район охватывает междуречье Онеги и Сев. Двины к югу от р. Емцы. Карстуются карбонатные

и сульфатные породы каменноугольного и пермского возраста. Особенно интенсивно карст развит в долине р. Мехреньги и на левобережье Сев. Двины, где развиты гипсово-доломитовые образования нижней перми. Здесь в некоторых местах плотность воронок достигает 200 и более на 1 км². Наиболее интересен Звонский карстовый участок, расположенный на левом берегу р. Сев. Двины у пос. Звон. Поверхность участка, особенно в приречной полосе, сильно закарстована. Широко распространены воронки, колодцы и лога. Воронки достигают иногда 50—70 м в диаметре, а колодцы 2 м в диаметре и 10 м глубины. Стены колодцев сложены гипсом. Встречаются котловины и лога, образовавшиеся в результате слияния отдельных воронок. Для карстовых логов характерны крутые склоны и плоское дно. В гипсовых обнажениях Сев. Двины выявлено и описано 7 пещер, представляющих собой горизонтальные полости туннельного типа. В западной части района в известняках и доломитах среднего и верхнего карбона развиты преимущественно небольшие карстовые воронки. Они не превышают обычно 20 м в диаметре и 5 м глубины. Древний карст представлен воронками и полостями, выполненными песчано-глинистым и обломочным материалом.

Вагинский карстовый район охватывает левобережье р. Ваги ниже впадения в нее р. Пуи. Карстуются известняки казанского яруса верхней перми. Современный карст представлен преимущественно небольшими воронками. Широко развиты древние погребенные карстовые формы.

Верхнеонежский карстовый округ располагается между Андомской и Няндомской возвышенностями. Он подразделяется на два карстовых района: Няндомский и Андомский.

Няндомский карстовый район охватывает Няндомскую возвышенность и прилегающее к ней низменное пространство между верховьями Онеги и Моши. Карстуются верхнекаменноугольные и пермские карбонатные и сульфатные породы. Морфологически карст представлен разнообразными понижениями в рельефе, а также полостями и кавернами в обнажающихся коренных породах. Воронкообразные понижения нередко заняты озерами. К карстовым озерам относятся Ильинское, Пулозеро, Кислое, Каргозеро, Шикозеро и другие, отличающиеся значительным колебанием уровня воды. Встречаются крупные карстовые котловины и лога. Суходолы отмечены на реках Ектыша и Чаженьга. Особенно интересна Чаженьга, которая на протяжении 3 км течет под землей. В средней части этой реки располагаются три значительные (до 40 м в диаметре) водопоглощающие воронки. Широко распространены карстовые источники, имеющие дебит до 50—200 л/с. К наиболее крупным источникам относятся Потылицинский, Курятовский и Серехода. Дебит группы источников у д. Бережная Дубрава составляет 600 л/с. Скважинами во многих местах выявлены древние карстовые формы, не выраженные в современном рельефе. Наиболее крупная из них расположена у пос. Конево, про-

тяженность ее более 20 км, ширина 2,5 км, а глубина до 80 м (Жуковский, 1962).

Андомский карстовый район охватывает Андомскую возвышенность и примыкающее к ней на востоке левобережье нижнего течения р. Онеги. Карстуются известняки и доломиты карбона. Современные карстовые формы представлены в основном воронками, которые в отдельных случаях (у д. Хрулевская) достигают 100 м в диаметре и 10 м глубины. У селений Санково, Фоминская, М. Холуй и Михайловская развиты котловины до 300 м длины и 10 м глубины. Плотность воронок составляет иногда 150 на 1 км². Особый интерес представляет суходол на р. Холуй (левый приток Чурьеги), имеющий длину 3 км. К исчезающим рекам относится также Безводица, впадающая в Онегу слева несколько выше р. Кены. В нижнем течении она на протяжении 200 м течет под землей. Во многих местах буровыми скважинами выявлены древние погребенные карстовые формы.

Североувальская карстовая провинция, расположенная в основном в пределах Северных Увалов, подразделяется на 2 карстовых округа: Южский и Лузинский, которые, в свою очередь, делятся на 2 карстовых района: Сухонский и Кобринский.

Сухонский карстовый район охватывает нижнее течение р. Сухоны. Карстуются гипсы и доломиты верхней перми. Карст представлен провальными воронками до 40 м диаметром и 10 м глубиной. В 1920 г. у д. Алифаново в результате провала образовалась воронка диаметром 140 м и глубиной 50 м. Буровыми скважинами вскрыты подземные полости в сульфатных породах перми (Соколов, 1962; Родионов, 1963). В *Кобринском районе*, расположенном в восточной части Северных Увалов, у с. Синегорье отмечены небольшие карстовые воронки, связанные с выщелачиванием мало-мощной пачки верхнеюрских известняков (Ступишин, 1967).

ЦЕНТРАЛЬНОРУССКАЯ КАРСТОВАЯ ОБЛАСТЬ

Центральнорусская карстовая область располагается в центральной части Русской равнины в пределах южной половины Московской синеклизы. Она подразделяется на четыре карстовые провинции: Валдайскую, Московско-Окскую, Северо-Среднерусскую и Окско-Клязьминскую.

Валдайская карстовая провинция территориально совпадает с Валдайской возвышенностью, которая протягивается от верхнего течения Западной Двины до Онежского озера. Карст развивается в известняках и доломитах нижнего и среднего карбона. Он представлен воронками, понорами, блюдцами, котловинами, суходолами и озерами. Воронки располагаются обычно группами, иногда вытянуты в цепочку. Наиболее крупные из них достигают 50 м в поперечнике и 15 м глубины. Широко распространены

блюдца до 25 м в диаметре и глубиной 1—2 м. Склоны их незаметно переходят в равнинную поверхность. Встречаются крупные котловины, достигающие 300 м в длину. Наибольшее развитие карстовые процессы получают в пределах карбонового уступа и в долинах прорезающих его рек, что подчеркнуто в работах А. Д. Стопневича (1921), С. Н. Поршнякова (1939), А. Ф. Якушовой (1949) и А. Г. Чикишева (1971а, 1972а).

Подземный карст представлен кавернами, полостями и пещерами. Молодые четвертичные полости выполнены преимущественно коричневой или бурой песчано-валунной глиной, а древние — известняковой в основном жирной пестрокрашенной глиной. В некоторых полостях встречаются кристаллы кальцита и кварца. Интересны древние карстовые воронки, не выраженные в настоящее время в рельефе, но четко прослеживаемые в стенках карьеров и естественных обрывов.

Валдайская карстовая провинция подразделяется на два карстовых округа: Вепсовский и Валдайско-Торжокский, которые, в свою очередь, делятся на 15 карстовых районов и 42 карстовых участка (рис. 25).

Вепсовский карстовый округ располагается в северной части Валдайской возвышенности, охватывает Вепсовскую возвышенность и примыкающее к ней на востоке пространство до Белозерской гряды. В пределах Вепсовского округа выделяется три карстовых района: Шола-Мегрский, Поша-Мегрский и Ивода-Колпский.

Шола-Мегрский карстовый район охватывает территорию, расположенную между реками Мегрой, Вытегрой, Ковжей и Шолой. Карстуются известняки и доломиты нижнего и среднего карбона. Среди поверхностных форм особенно широко распространены воронки и блюдца, группы которых обычно вытянуты в цепочку. Размеры воронок небольшие, лишь некоторые из них достигают 200 м в диаметре и 25 м глубины. Интересны карстовые озера Качозеро, Ундозеро, Лухтозеро и Куштозеро. Два последних к концу лета обычно полностью высыхают, и тогда на дне их видны крупные карстовые воронки с хорошо развитыми понорами (Куликовский, 1895). В пределах района выделяются три карстовых участка: Десятинский, Куштозерский и Коноваловский.

Поша-Мегрский карстовый район охватывает большую часть Вепсовской возвышенности. Карстуются известняки и доломиты нижнего и среднего карбона. Наиболее распространены воронки, достигающие 20 м в диаметре и 7 м глубины. Выделяется два карстовых участка: Шимозерский и Мягозерский.

Ивода-Колпский карстовый район занимает восточную часть Вепсовской возвышенности и прилегающие к ней низменные пространства. Карстуются известняки и доломиты среднего карбона. Карст представлен как поверхностными, так и подземными формами. Отмечаются древние воронки, выполненные песчано-глинистым материалом и не выраженные в современном рельефе. Вы-

деляется три карстовых участка: Никоновогорский, Пяжелкский и Оганинский.

Валдайско-Торжокский карстовый округ протягивается от верховьев Западной Двины до р. Иолль (приток Суды). Округ подразделяется на 12 карстовых районов.

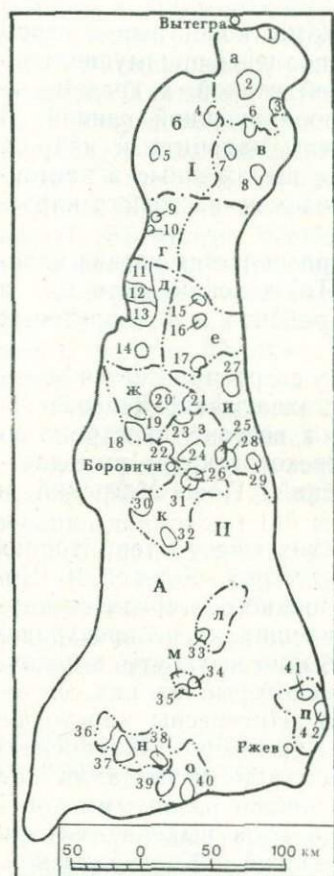


Рис. 25. Схема районирования карста Валдайской возвышенности:

А — Валдайская карстовая провинция. Карстовые округа: I — Валдайско-Торжокский. Карстовые районы: а — Шола-Мегрский; б — Поша-Мегрский; в — Ивода-Колпский; г — Поша-Тихвинский; д — Тихвинский; е — Песь-Соминский; ж — Песь-Верхнеуверьский; з — Уверьско-Среднеместинский; и — Уверьско-Кобожский; к — Шегринско-Березайский; л — Цининский; м — Селижаровский; н — Жукопско-Верхнезападновинский; о — Межа-Верхнегудовский; п — Бойня-Верхнегудовский. Карстовые участки: 1 — Девятинский; 2 — Куштозерский; 3 — Коноваловский; 4 — Шимозерский; 5 — Мягозерский; 6 — Никоновогорский; 7 — Пяжелкский; 8 — Оганинский; 9 — Межский; 10 — Григинский; 11 — Пикалевский; 12 — Могагинский; 13 — Нунгошский; 14 — Ескинский; 15 — Тушемляский; 16 — Турандинский; 17 — Хвойнинский; 18 — Зарубинский; 19 — Шереховичский; 20 — Никандровский; 21 — Ямносский; 22 — Волгинский; 23 — Кончанский; 24 — Сухоозерский; 25 — Тимонинский; 26 — Опеченскопасадский; 27 — Ямский; 28 — Борский; 29 — Верхнеродольский; 30 — Стегновский; 31 — Марынский; 32 — Едровский; 33 — Станской; 34 — Стругинский; 35 — Хотшинский; 36 — Стеклинский; 37 — Кременовский; 38 — Горкский; 39 — Перевозский; 40 — Сельский; 41 — Неверовский; 42 — Старицкий. Усл. обозначения см. рис. 16

Поша-Тихвинский карстовый район располагается в северной части Тихвинской гряды. Карстуются известняки нижнего карбона. Карст представлен небольшими воронками и блюдцами. Выделяется два карстовых участка: Межский и Григинский.

Тихвинский карстовый район занимает южную часть Тихвинской гряды между верховьями Тихвинки и Сяси. Карстуются известняки и доломиты нижнего карбона. Во многих местах карбонатные породы близко подходят к поверхности, что определяет широкое развитие карста. В пределах района выделяется

четыре карстовых участка: Пикалевский, Могатинский, Нунгошский и Еский (рис. 26).

На Пикалевском участке широко распространены воронки и блюдца. Воронки имеют обычно конусообразную форму и небольшие размеры. Они не превышают 10 м в диаметре и 4 м глубины. Диаметр блюдца до 30 м, а глубина до 1 м. Встречаются карстовые котловины. На дне многих воронок и котловин развиты поноры. Средняя плотность воронок составляет 0,4 на 1 км², хотя в отдельных случаях на 1 км² насчитывается до 90 воронок (к северу от ст. Пикалево).

Подземные формы представлены полостями, выполненными песчано-глинистым материалом с обломками известняка. Размеры их от 0,1 до 0,6 м. В отдельных случаях подземные формы достигают 1,8 м. Самая крупная полость, заполненная песком и глиной, была отмечена в веневских известняках. Длина ее 20 м, высота 2 м. Общая закарстованность карбонатных пород, однако, небольшая. Древние карстовые формы представлены воронками, в настоящее время не выраженными в рельефе. Наиболее крупная из них достигает 150 м в диаметре и 7 м глубины. Эта воронка приурочена к тарусским известнякам.

На Могатинском участке широко распространены карстовые воронки. Средняя плотность их составляет 0,5 на 1 км². Встречаются котловины длиной до 400 м (у д. Селиваново). Зарегистрировано пять суходолов. Наиболее крупный из них на р. Сухая Пярдомля (длина 1,2 км). Много карстовых озер, среди которых особенно интересно Спасское.

Для Нунгошского карстового участка также характерны карстовые воронки, средняя плотность которых около 0,7 на 1 км². Особенно много воронок у деревень Паньково, Заречье, Нунгоша, Пронино, Заполье, Мощенка, Ярцево, Зубакино и Анисимово. Во-

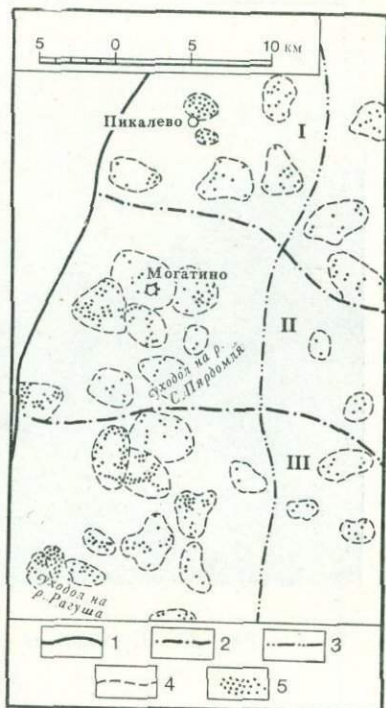


Рис. 26. Схема районирования известняка Тихвинской гряды: 1 — граница Тихвинского карстового района; 2 — границы карстовых участков; 3 — границы карстовых урочищ; 4 — границы карстовых групп; 5 — карстовые фации. Карстовые участки: I — Пикалевский; II — Могатинский; III — Нунгошский

ронки обычно небольшие, хотя некоторые из них достигают 30 м в диаметре и 8 м глубины. Встречаются карстовые котловины (до 300 м длиной). Суходолы отмечаются на реках Рагуше, Ленинке и Черенке. Наиболее крупный из них располагается на р. Рагуше близ д. Рудная Горка (рис. 27). Длина его 3,5 км. На дне суходола, сложенном плитчатыми известняками, развиты про-

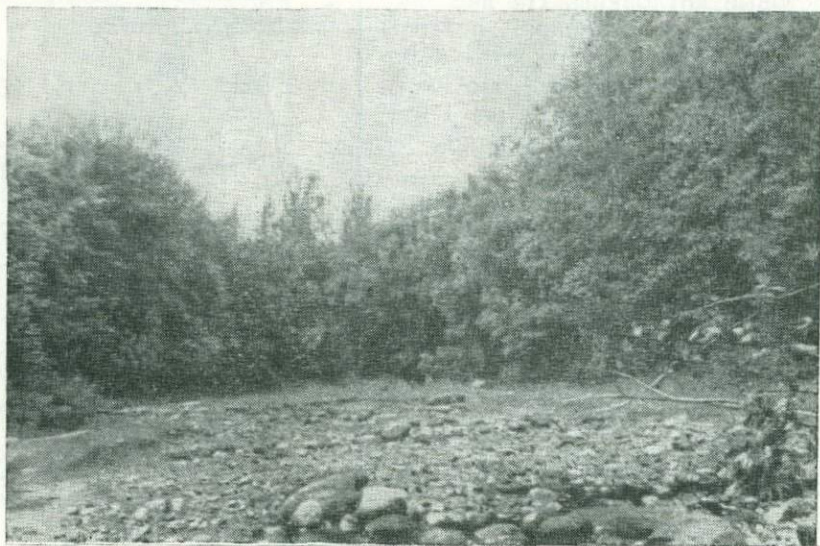


Рис. 27. Суходол на р. Рагуше у дер. Рудная Горка

валы и котлы. В обрывистых склонах суходола отмечаются ниши. На юге Тихвинского района располагается Ескинский карстовый участок, характеризующийся значительным распространением разнообразных карстовых форм.

Песь-Соминский карстовый район располагается к востоку от Тихвинской гряды. Карстуются известняки и доломиты среднего карбона. Выделяется три участка: Тушемляский, Турандинский и Хвойнинский.

Песь-Верхнеуверьский карстовый район занимает значительную часть Шереховичского поднятия и примыкающую к нему территорию. Карстуются преимущественно нижнекарбоновые известняки и доломиты. Карст представлен разнообразными формами. Особенно интересны карстовые озера Городно, Рогавец, Вялец, Черное и Ямное (рис. 28). Все они периодически исчезают, тогда на дне озер прослеживаются крупные карстовые воронки с развитыми на склонах понорами. Некоторые озера по несколько лет остаются сухими, а затем вновь заливаются во-

дой. Выделяются карстовые участки Зарубинский, Шереховичский, Никандровский и Ямноский.

Уверьско-Среднемстинский карстовый район. Карстуются известняки нижнего карбона, которые во многих местах близко подходят к поверхности. Выделяется 5 карстовых участков: Волгин-

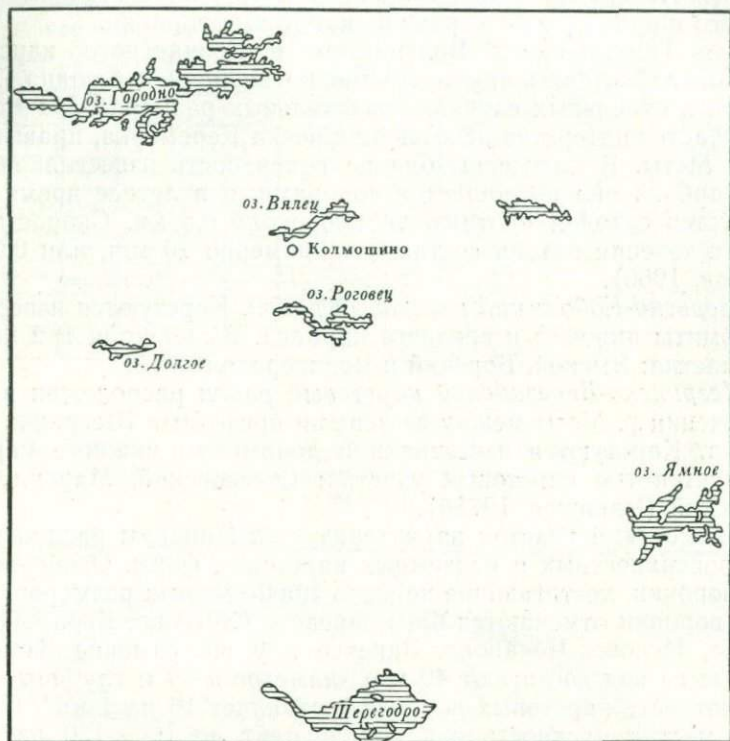


Рис. 28. Карстовые озера Валдайской возвышенности на междуречье Увери и Песя

ский, Кончанский, Сухоозерский, Тимонинский и Опеchenскопасадский.

Опеченскопасадский участок располагается вдоль правого берега среднего течения р. Мсты. Плотность карстовых воронок около 3 на 1 км². Среди карстовых рек интересна р. Шерена, которая в 0,2 км до впадения в р. Мсту исчезает в воронке, достигающей 11 м в диаметре и 3 м глубины.

Сухоозерский участок располагается к востоку и северо-востоку от г. Боровичи между деревнями Передки и Пальцево. Широко распространены воронки диаметром до 20 м и глубиной до 7 м. Встречаются суходолы. Среди карстовых озер выделяется Сухое озеро, расположенное у д. Горки. Оно образуется в резуль-

тате подпруживания двух речек — Жужилки и Красной, которые весной и в начале лета сильно расширяются (до 800 м) и образуют два параллельных плеса Сухого озера. К концу лета Сухое озеро высыхает и по заболоченному дну его текут две небольшие речки, исчезающие в карстовой воронке диаметром около 15 м и глубиной 5 м. Интересно также Боровское озеро, на восточном берегу которого широко распространены карстовые воронки.

Для Тимонинского, Волгинского и Кончанского карстовых участков характерны преимущественно воронки и блюдца, достигающие в отдельных случаях значительных размеров. На Волгинском участке интересна исчезающая речка Керемерка, правый приток р. Мсты. В полосе выхода на поверхность известняков нижнего карбона она поглощается понорами, и в летнее время здесь образуется суходол протяженностью около 0,5 км. Скорость подземного течения потока составляет примерно 70 м/ч, или 0,02 м/с (Альбов, 1966).

Уверьско-Кобожский карстовый район. Карстуются известняки и доломиты нижнего и среднего карбона. Выделяется три карстовых участка: Ямской, Борский и Верхнеродольский.

Шегринско-Березайский карстовый район расположен в среднем течении р. Мсты между ее левыми притоками Шегринка и Березайка. Карстуются известняки и доломиты нижнего карбона. Выделяется три карстовых участка: Стегновский, Марьинский и Едровский (Чикишев, 1971б).

Стегновский участок характеризуется широким распространением поверхностных и подземных карстовых форм. Особенно развиты воронки, достигающие нередко значительных размеров. Карстовые воронки отмечаются близ деревень Стегнуво, Березовка, Заручевье, Иглово, Чеканово, Заречье и у рп. Угловка. Наиболее крупные из них достигают 40 м в диаметре и 10 м глубины. Средняя плотность карстовых воронок составляет 16 на 1 км². В некоторых местах плотность воронок доходит до 100—120 на 1 км² (к западу от рп. Угловка). Значительное распространение имеют котловины. Одна из них, расположенная в 1,8 км к юго-юго-востоку от д. Стегнуво, достигает 180 м длины и 15 м глубины.

Среди подземных форм наибольшее распространение имеют каверны и полости. Каверны не превышают 2—3 см в диаметре, тогда как полости достигают 1 м и больше в поперечнике (рис. 29). Ригельская пещера, расположенная в 0,5 км к западу от рп. Угловка, имеет общую длину около 50 м и состоит из трех гротов, которые соединяются высокими проходами.

Марьинский карстовый участок протягивается сравнительно узкой (до 4 км) полосой вдоль левого берега р. Мсты к северу от д. Опошна. Карст представлен воронками, котловинами, понорами, блюдцами, каррами, нишами, пещерами и кавернами. Особенно широко воронки распространены к северо-западу от д. Марьинское (рис. 30). Здесь на площади 0,28 км² закартировано 144 воронки и 7 карстовых пещер. Среди котловин наибольшими разме-

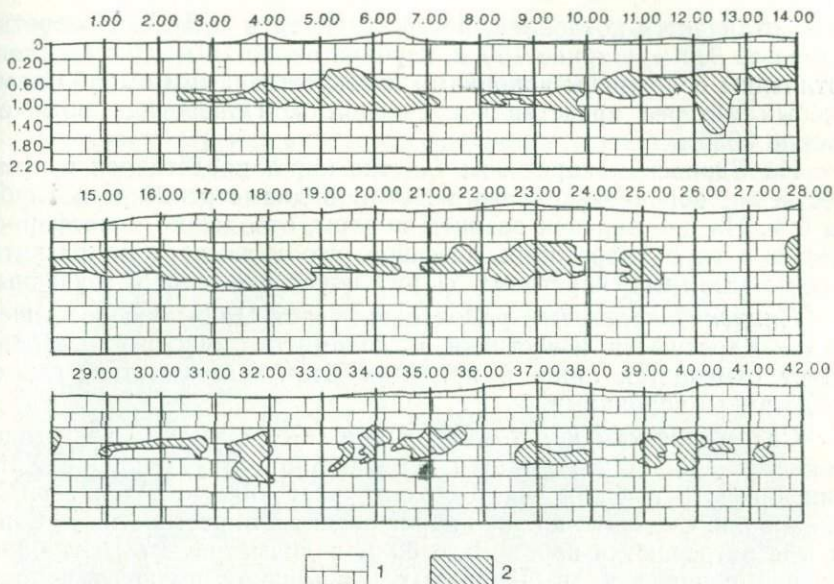


Рис. 29. Древние карстовые полости в западной части карьера Хмелевой: 1 — известняки; 2 — карстовые полости, выполненные глинистыми отложениями

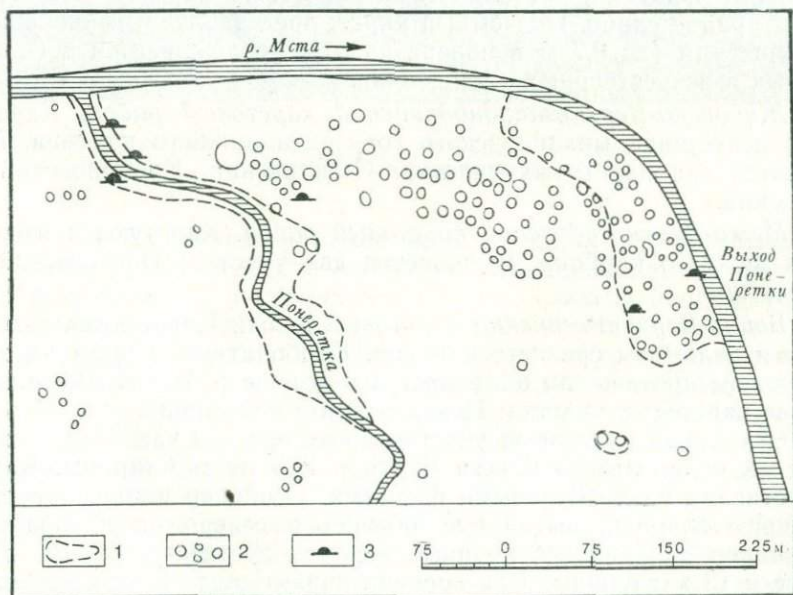


Рис. 30. Распространение карстовых форм к северо-западу от дер. Марьянское: 1 — карстовые котловины; 2 — карстовые воронки; 3 — карстовые пещеры

рами отличается котловина, расположенная в устье р. Понеретки. Длина ее 300 м, ширина 150 м, глубина около 15 м. Дно и склоны котловины осложнены воронками и искусственными выработками. Особый интерес представляет суходол р. Понеретки протяженностью 3030 м.

На Едровском карстовом участке карст представлен преимущественно воронками, достигающими в диаметре 20 м и глубины 6 м. На дне воронок развиты поноры, отводящие атмосферные осадки в глубь карстовых массивов, что указывает на развитие здесь подземных карстовых форм, пока еще слабо изученных.

Цнинский карстовый район охватывает Цнинскую возвышенность. Карстуются известняки и доломиты нижнего карбона. Карст отмечается лишь в пределах Станского участка, где он представлен воронками.

Селижаровский карстовый район. Карстуются известняки нижнего карбона. Выделяется два участка: Стругинский и Хотошинский. Стругинский участок охватывает нижнее течение р. Селижаровки. Особенно широко карст развит в окрестностях д. Струги, где встречаются воронки до 50 м в диаметре и 7 м глубины. На дне воронок в трещиноватых известняках имеются поноры, представляющие собой колодцы диаметром до 0,8 м. Хотошинский карстовый участок располагается в 12 км к северо-западу от Селижарово вдоль оз. Волго. Несмотря на маломощность (0,5—1 м) рыхлых отложений, поверхностные карстовые формы здесь выражены крайне слабо. Подземный карст, представленный кавернами и полостями (до 0,7 м в поперечнике), прослеживается в естественных и искусственных обнажениях.

Жукопско-Верхнезападнодвинский карстовый район. Карстуются известняки михайловского горизонта нижнего карбона. Выделяется три карстовых участка: Стеклинский, Кременовский и Горский.

Межа-Верхнеудовский карстовый район. Карстуются известняки нижнего карбона. Выделяется два участка: Перевозский и Сельский.

Бойня-Верхнедьминский карстовый район. Карстуются известняки и доломиты среднего карбона. Карбонатные породы на значительном протяжении обнажаются в долине р. Волги. Выделяется два карстовых участка: Неверовский и Старицкий.

Старицкий карстовый участок протягивается узкой (до 5 км) полосой вдоль левого берега Волги к югу от г. Старицы. Карст представлен разнообразными формами. Особенно широко распространены воронки, вытянутые обычно в северо-северо-западном направлении. Наиболее крупные воронки достигают 35 м в диаметре и 12 м глубины. Для воронок характерны крутые склоны с развитыми вдоль борта свежими глубокими трещинами. Много молодых провалов. Средняя плотность воронок достигает 16 на 1 км², причем по мере приближения к Волге плотность воронок

увеличивается. Все воронки заросли древесно-кустарниковой растительностью (рис. 31).

Для Неверовского карстового участка характерны небольшие карстовые воронки и поноры.

Московско-Окская карстовая провинция располагается в центральной части Русской равнины между Валдайской и Среднерусской возвышенностями. Карстуются карбонатные породы карбо-

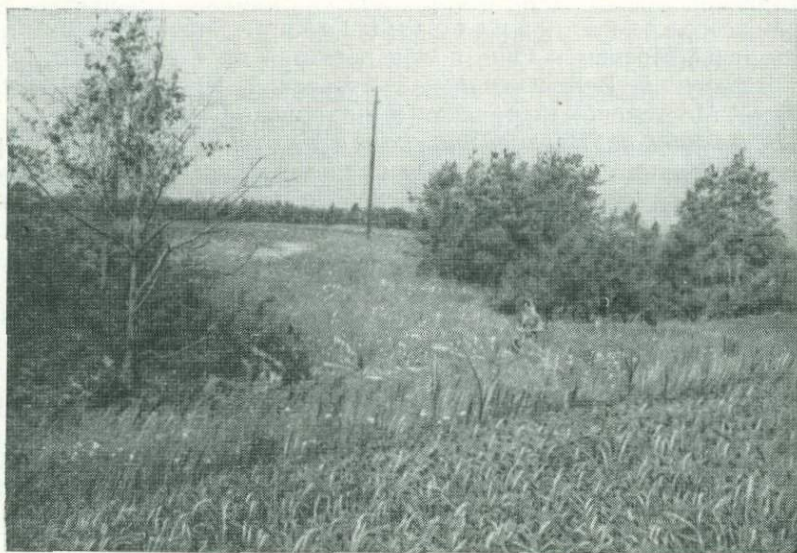


Рис. 31. Карстовые воронки у дер. Молоково, заросшие древесно-кустарниковой растительностью

на и верхнего девона, в толще которых циркулируют напорные подземные воды. Особенно интенсивно выщелачиваются верхнедевонские гипсы, с растворением которых связано иногда полное разрушение вышележащих пород и образование на поверхности земли крупных и глубоких провалов. Карст приурочен в основном к речным долинам, где развиты поверхностные и подземные формы. На водоразделах, в связи с распространением мощных толщ глинистых юрских и четвертичных отложений, карстовые образования встречаются довольно редко и имеют преимущественно провальное происхождение (Крубер, 1901; Семихатова, 1928; Мильнер, 1935; Карамышева, 1938; Соколова, 1957; Михайлова, 1962; Матвеев, 1966; Хорошилов, 1968, 1973). Особенно широко распространены воронки, достигающие иногда 100 м в диаметре и 30 м глубины. Многие из них заняты водой. Буровыми скважинами и подземными выработками во многих местах выявлены крупные (объемом до 85 м³ и более) полости и древние погребен-

ные карстовые воронки до 100 м в диаметре и 24 м глубины. Большая часть подземных форм относится к древнему карсту. Они образовались в разные периоды карстообразования (доугленосный, доверейский, доверхнеюрский, меловой, палеоген-неогеновый, древнечетвертичный).

Московско-Окская карстовая провинция подразделяется на два карстовых округа: Московский и Заокский, которые, в свою очередь, делятся на 12 карстовых районов и 23 карстовых участка.

Московский карстовый округ, расположенный на междуречье Москвы и Оки, подразделяется на 7 карстовых районов: Вяземский, Верхнеугринский, Гжатский, Протвинский, Сухиничский, Московско-Пахринский и Пахринско-Окский.

В Вяземском, Верхнеугринском и Гжатском районах карст выражен сравнительно слабо. Он представлен небольшими воронками, понорами и суходолами. Интересна речка Поникля, которая на протяжении 3 км течет под землей, формируя типичный карстовый суходол.

В Протвинском и Сухиничском районах карст также не имеет широкого распространения. Лучше всего он выражен на Верейском, Трубинском и Верхнешахловском карстовых участках, где встречаются воронки, котловины и суходолы (р. Раточка, близ г. Вереи). Воронки достигают 25 м в диаметре и 5 м глубины. Самая крупная карстовая котловина находится к юго-востоку от с. Трубино на правом берегу р. Протвы. Длина ее 475 м, ширина 65 м и глубина 14 м (Матвеев, 1966). У с. Верхнее Шахлово один из карстовых источников образует небольшой (ширина до 1 м) ручей, который через 80 м исчезает в карстовой воронке и 150 м течет под землей, выходя на поверхность в обрывистом известняковом берегу р. Нары (Семихатова, 1928).

Московско-Пахринский карстовый район занимает междуречье Москвы и Пахры. Карстуются известняки и доломиты среднего и верхнего карбона. Наиболее широко карст развит на Дубровицком, Подольском и Мячковском участках, где карбонатные породы близко подходят к поверхности и перекрывающие их рыхлые отложения в значительной мере размыты. Близ селений Дубровицы, Тураево, Верхнее Мячково и Сельцо встречаются воронки до 70 м в диаметре и 15 м глубиной. Многие из них заняты водой. В 4 км к северу от Верхнего Мячково протекает карстовая речка Подсобна, которая в 0,3 км от устья исчезает в воронке. В толще карбонатных пород Подольского известнякового карьера на уровне надпойменных террас р. Пахры отмечаются крупные (до 2 м в поперечнике) карстовые полости, каверны и пласты доломитовой муки мощностью до 0,5 м. Карстовые полости выявлены также в известняках верхнего карбона при проходке Московского метрополитена. Одна из них, имеющая вид наклонного тоннеля, достигала 14 м длины.

Пахринско-Окский карстовый район расположен между ре-

ками Нара, Пахра, Москва и Ока. Карст имеет довольно широкое распространение. Лучше всего он изучен на Константиновском, Ямском, Никитском, Мелиховском, Плешкинском, Васильевском, Арнеевском, Лужковском, Озерском, Игнатьевском, Бузуковском и Мещеринском участках, где карстуются известняки и доломиты среднего карбона.

На Константиновском участке, охватывающем правобережье рек Пахры и Москвы между Константиново и Чулково, широко распространены воронки просасывания и провалы, приуроченные в основном к пойме и надпойменным террасам. Особенно высокая плотность карстовых воронок отмечается у с. М. Юсупово, где на площади 0,2 км² выявлено до 70 форм (Матвеев, 1966). Здесь же располагается карстовый провал диаметром 15 м и глубиной 4,5 м. Встречаются полуслепые балки, достигающие 50 м длины и 5 м глубины. Интересны суходолы на речке Унишка и ручье Жуковском, воды которых поглощаются карстовыми понорами.

На Ямском и Никитском участках распространены преимущественно воронки, провалы и пещеры антропогенно-карстового происхождения. Особенно интересны пещеры, образовавшиеся на месте выработки камня и представляющие собой сложные системы штолен и забоев. Наиболее крупные из них Сьяновская (длина 17 км), Киселихинская (длина 5 км) и Никитская (длина 4 км). У с. Никитского над подземными выработками известняка, проводившимися более 70 лет назад, образовалась обширная ложбина, осложненная многочисленными провальными воронками (Сokolova, 1957; Прокофьев, 1967). Здесь же во многих местах отмечены древние погребенные карстовые формы.

В среднем течении р. Лопасни (левый приток р. Оки) выделяются Мелиховский (на левом берегу) и Плешкинский (на правом берегу) карстовые участки, где на площади около 100 км² выявлено более 200 воронок (Хорошилов, 1968, 1973). Они отмечены у селений Крюково, Бабыкино, Мелихово, Дубчино, Легчищево, Новый Быт и Мошонки. Воронки преимущественно небольшие. Наиболее крупные достигают 20 м в диаметре и 7 м глубины. Глубина молодых провалов не превышает 2—3 м. Некоторые провалы расширяются книзу и имеют колоколообразную форму. К карстово-эрозионным формам относятся слепые балки до 50 м длины и 5 м глубины. На дне их развиты поноры и воронки.

На Васильевском, Арнеевском и Лужковском карстовых участках, охватывающих левобережье р. Нары (между Пролетарским и Глазово), верховья р. Речмы и долину Оки у Приокско-Террасного заповедника, карстовые формы представлены в основном небольшими воронками (до 20 м в диаметре и 7 м глубиной) и котловинами (до 200 м в диаметре и 4 м глубиной). Встречаются исчезающие карстовые речки. Интересна р. Пониковка, протекающая по территории Приокско-Террасного заповедника и исчезающая в поноре на дне крупной карстовой воронки (рис. 32).

На Озерском и Игнатьевском карстовых участках, охватывающих левый берег р. Оки между г. Озеры и д. Молзино, развиты преимущественно провальные воронки и воронки просасывания, достигающие 20 м в диаметре и 12 м глубины (Карамышева, 1938). При слиянии воронок образуются ложбины. В русле р. Оки у г. Озеры, врезанном в карбонатные породы, отмечаются воронки выщелачивания с понорами, засасывающими речные воды.



Рис. 32. Карстовая река Пониковка, протекающая по территории Приокско-Террасного заповедника и исчезающая в поноре на дне карстовой воронки

Карстовые воронки до 20 м диаметром и 5 м глубиной наблюдаются также на Бузуковском (правобережье р. Коломенки между деревнями Бузуково и Романовка) и Мещеринском (правобережье р. Северки к югу от Мещерино) карстовых участках. Некоторые из них заполнены водой и представляют собой небольшие округлые озера.

Заокский карстовый округ охватывает южную половину провинции. В его пределах выделяется 5 карстовых районов: Упский, Каширский, Тульский, Пронинский и Рязанский.

Наиболее широко карст развит в *Тульском районе*, где карстуются известняки нижнего карбона, а также известняки и гипсы верхнего девона. Современный карст здесь связан с растворением горных пород циркулирующими в их толще подземными водами. Особенно интенсивно карстуются верхнедевонские гипсы, с растворением которых связано образование на поверхности земли крупных провалов и значительных блюдцеобразных понижений.

Поверхностный карст представлен преимущественно небольшими провальными воронками. Лишь в отдельных случаях они достигают 100 м в диаметре и 75 м глубины (Abich, 1854; Крубер, 1901). Наиболее крупная котловина отмечена у с. Ольховки, она имеет диаметр 350 м и глубину 30 м. Плотность воронок составляет иногда 50—100 на 1 км². Встречаются молодые провалы, имеющие вид глубоких ям с обрывистыми склонами. Многие воронки заняты водой и представляют собой небольшие озера. Интересны карстовые озера, питающиеся водами восходящих источников. Вытекающие из таких воронок на правом склоне долины Урвани карстовые воды дают начало р. Дону (Давыдова-Колосова, 1957).

Древний погребенный карст относится к разным эпохам карстообразования. Наиболее древние карстовые воронки, приуроченные к упинским известнякам, образовались во время континентального перерыва на границе турне и визе. Они выполнены песчаными отложениями, а также бокситами. Такие погребенные формы отмечены, например, на Шенуровском месторождении бокситов, где на площади 0,7 км² выявлено шесть отдельных воронок до 150 м в диаметре и до 12 м глубины. Несколько погребенных провальных воронок вдоль сбросовой трещины северо-северо-восточного простирания вскрыто в тульских известняках на Липковском месторождении бурых углей. Одна из таких подземных провальных воронок имеет неправильную, вытянутую в широтном направлении форму, с относительно пологими (15—30°) склонами. Ширина ее на уровне угольного пласта 95 м. В современном рельефе эта провальная воронка не выражена (Михайлова, 1962).

В Тульском районе карст наиболее интенсивно развит на Скуратовском, Липковском, Дедиловском и Рождественском участках.

В Рязанском карстовом районе в 1946 г. на берегу р. Оки у с. Троица (примерно в 30 км к юго-востоку от Рязани) образовалась провальная воронка диаметром около 50 м и глубиной 8 м (Родионов, 1963).

Северо-Среднерусская карстовая провинция расположена в северной половине Среднерусской возвышенности, в пределах распространения карбонатных пород верхнего девона. Карстовые образования отмечаются преимущественно в речных долинах и в балках, где рыхлые песчано-глинистые отложения мезокайнозойского возраста в значительной мере размыты и девонские карбонатные породы близко подходят к поверхности.

Среди поверхностных карстовых форм преобладают воронки, диаметр которых изменяется от 1 до 100 м, а глубина не превышает 2—7 м. В балках они имеют в основном конусообразную форму, а на водоразделах — блюдцеобразную. Водораздельные блюдца обычно не превышают 20 м в диаметре и 3 м глубины (Козменко, 1913). Средняя плотность воронок около 0,3 на 1 км². На отдельных участках, однако, количество их возрастает до 5—10 на 1 км². Наряду с воронками развиты котловины, суходолы

(реки Плющанка, Ельчик, Кочуры, Лебедянка и др.) и слепые балки.

Северо-Среднерусская карстовая провинция подразделяется на 2 карстовых округа: Окско-Донской и Задонский. Карстовые

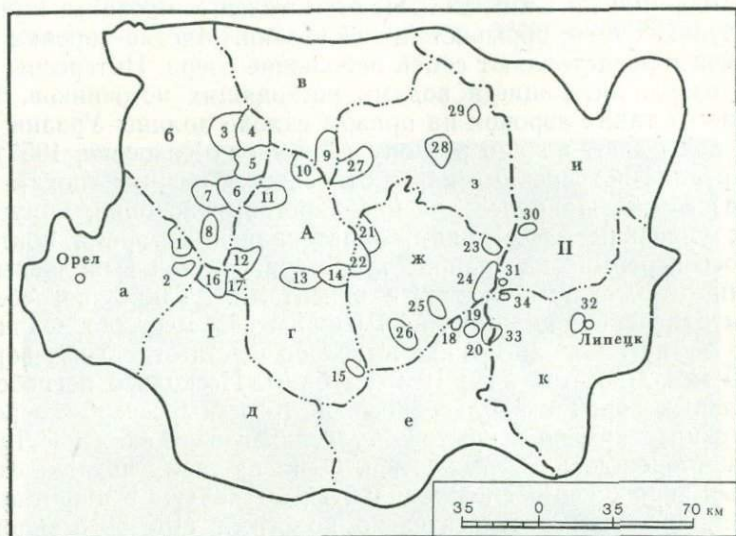


Рис. 33. Схема районирования карста северной половины Среднерусской возвышенности:

А — Северо-Среднерусская карстовая провинция. *Карстовые округа:* *И* — Окско-Донской; *II* — Задонский. *Карстовые районы:* *а* — Окско-Неручский; *б* — Упа-Зушский; *в* — Доно-Плавский; *г* — Зуша-Соснинский; *д* — Неручь-Кшеньский; *е* — Доно-Кшеньский; *ж* — Доно-Семенекский; *з* — Доно-Турдейский; *и* — Ряса-Донской; *к* — Доно-Воронежский. *Карстовые участки:* 1 — Знаменский; 2 — Пониковоцкий; 3 — Акиньевский; 4 — Покровский; 5 — Липицкий; 6 — Корсаковский; 7 — Спешневский; 8 — Игумновский; 9 — Краснодубровский; 10 — Барковский; 11 — Большеозерский; 12 — Александровский; 13 — Судбищенский; 14 — Ульяновский; 15 — Чернавский; 16 — Залогошский; 17 — Суходольский; 18 — Ольшанецкий; 19 — Екатериновский; 20 — Галичий; 21 — Лобановский; 22 — Ламской; 23 — Трокуровский; 24 — Яблоновский; 25 — Пальнинский; 26 — Воргольский; 27 — Турдейский; 28 — Рязанский; 29 — Березовский; 30 — Лебедянский; 31 — Докторовский; 32 — Липецкий; 33 — Морозовский; 34 — Лубнинский. Усл. обозначения см. рис. 16

округа, в свою очередь, делятся на 10 карстовых районов и 34 карстовых участка (рис. 33).

Окско-Донской карстовый округ охватывает территорию между верховьями Оки и Дона. В пределах округа выделяется 8 карстовых районов.

Окско-Неручский карстовый район занимает территорию между реками Ока, Зуша и Неручь. Наиболее широко поверхностные карстовые формы распространены на Знаменском и Пониковецком карстовых участках. На левом берегу р. Зуши между селениями Знаменское и Глубки на площади около 70 км² выявлено 28 карстовых воронок, приуроченных к эрозионным формам. На дне и склонах 18 воронок развиты поноры. Пониковецкий карстовый



Рис. 34. Карстовая воронка на дне балки у дер. Чулково (Орловская область)

участок расположен на правом берегу р. Пониковец. Здесь на площади около 40 км² отмечено 22 карстовых воронки, из них 10 имеют водопоглощающие поноры. В некоторых балках найдены молодые провалы.

Упа-Зушский карстовый район занимает северо-западную часть Среднерусской возвышенности между реками Ока, Зуша, Упа и Плава. Поверхностный карст представлен преимущественно воронками, средняя плотность которых на Акинтьевском, Покровском, Липицком, Корсаковском, Спешневском и Игумновском карстовых участках от 0,4 до 0,7 на 1 км². Особенно широко они распространены на Игумновском участке, где на площади около 50 км² выявлено 35 карстовых воронок, приуроченных в основном к днищам и склонам балок (рис. 34). Наиболее крупные воронки достигают 25 м в диаметре и 7 м глубины. Встречаются молодые провалы. Воронки обычно густо заросли древесно-кустарниковой растительностью.

Доно-Плавский карстовый район располагается между реками Плава, Ситовая Меча, Красивая Меча, Непрядва и Дон. Сре-

ди поверхностных форм преобладают воронки, которые наиболее широко развиты на Краснодубровском карстовом участке, где на площади около 110 км² отмечено 64 воронки.

Зуша-Соснинский карстовый район охватывает территорию между реками Зуша, Труды, Сосна, Семенек, Красивая Меча и Ситовая Меча. Карстовые воронки распространены повсеместно, но особенно широко на Барковском, Большеозерском, Александровском, Судбищенском, Ульяновском и Чернавском карстовых участках, где средняя плотность воронок от 0,7 до 1,2 на 1 км². Наиболее интенсивно карст развит на Ульяновском участке, где на площади около 120 км² выявлено 140 воронок, приуроченных в основном к днищам балок. Иногда воронки располагаются очень близко друг от друга, разделяясь лишь невысокими перемычками. Так, в балке Вязовой (в 2 км к северо-западу от с. Чернава) на протяжении 400 м отмечено 12 воронок, а в рядом расположенном логу Большом на расстоянии 300 м — 15 воронок (Елисеев, 1963, 1969). Воронки иногда достигают 20 м в диаметре и 8 м глубины. На их дне развиты поноры. Некоторые воронки заняты водой и представляют собой небольшие озера. Встречаются свежие провалы. К карстово-эрозионным формам относятся слепые балки. Такая балка длиной около 100 м и глубиной 3—4 м описана на водоразделе рек Сосны и Большой Чернавы в 9 км к северу от с. Чернава. В ней отмечено шесть карстовых поноров, расположенных на одной линии (Мильков, 1959).

Неручь-Кшеньский карстовый район располагается между реками Неручь, Труды и Кшень. Лучше всего карст изучен в северной части района, где выделяется 2 карстовых участка: Залегошский и Суходольский. На Залегошском участке на площади около 90 км² выявлены 45 карстовых воронок. Такая же плотность (0,5 на 1 км²) карстовых форм отмечена и на Суходольском участке, расположенном между реками Пшевка и Дичня. Воронки небольшие, лишь некоторые из них достигают 15 м в диаметре и 5 м глубины. Встречаются свежие провалы.

Доно-Кшеньский карстовый район охватывает территорию между реками Кшень, Сосна, Дон и Б. Верейка. В пределах района выделяется 3 карстовых участка: Ольшанецкий, Екатериновский и Галичий.

Особенно интересен Галичий участок, приуроченный к Галичьей горе, которая представляет собой известняковый обрыв высотой до 50 м, расположенный на правом берегу Дона напротив с. Донское. Карстуются известняки елецкого горизонта верхнего девона, прикрытые маломощными (от 0,2 до 12 м) четвертичными делювиальными суглинками. Среди карстовых образований наиболее широко распространены воронки, достигающие 40 м в диаметре и 7 м глубины. Склоны многих воронок крутые, а дно ровное. Среди карстово-эрозионных форм выделяется Провальная балка, достигающая 450 м длины и 4—5 м глубины. В средней части балки расположены две карстовые воронки. В известняко-

вом обрыве имеется две небольшие пещеры, приуроченные к тектоническим трещинам. Одна из них достигает длины 15 м. Параллельно реке развиты трещины скола, вдоль которых наблюдается сползание глыб породы. К ним приурочены карстовые рвы и желоба (богазы).

Высокая плотность карстовых образований отмечена на Екатерининском участке (к югу от разъезда 215 км на железной дороге Липецк—Елецк), где на небольшой площади выявлено до 200 воронок.

На Ольшанецком участке в одной из балок к востоку от Ольшанецкого известнякового карьера закартировано 15 карстовых воронок.

Доно-Семенекский карстовый район охватывает территорию между реками Семенек, Красивая Меча, Дон и Сосна. Карст имеет широкое распространение. Наиболее интенсивно он развит на Лобановском, Ламском, Троекуровском, Яблоновском, Пальнинском и Воргольском участках. Средняя плотность карстовых воронок на Лобановском, Ламском и Троекуровском участках составляет 0,5—0,6 на 1 км². Так, на Ламском участке, расположенном между реками Семенек и Латышек, на площади около 120 км² выявлено 74 карстовых воронки.

Особенно интересен Воргольский участок (рис. 35), расположенный в нижнем течении р. Воргол (левый приток р. Сосны). Склоны долины Воргола сложены здесь девонскими известняками, которые образуют причудливые скалы, известные у местных жителей под названием «кичей» и «камней». В пределах участка выявлено 85 карстовых воронок и котловин диаметром до 350 м и глубиной до 30 м. Некоторые из них заполнены водой и превращены в озера. Встречаются молодые провальные воронки. На Копченном и Вороновом камнях имеются небольшие (10—15 м длины) пещеры. На крутых обнажениях известняковых скал отмечены карры.

Своеобразен Яблоновский участок, где наряду с карстовыми воронками, блюдцами и молодыми провалами развиты слепые балки карстово-эрозионного происхождения. К слепым балкам относятся Большие Вертебя, Малые Вертебя и Поганая. Особенно интересна балка Большие Вертебя, впадающая в р. Дон в 1 км выше р. Плющанки. Она вытянута в широтном направлении и имеет длину около 1000 м. В средней части балка сильно расширяется (до 100—200 м) и замыкается крутым (до 35—40°) и высоким (8—10 м над дном балки) склоном (Елисеев, 1957). На дне расширенного слепого участка балки находится восемь карстовых воронок с понорами. Ниже слепого участка балка представляет собой неглубокую пологосклонную ложбину с карстовыми воронками на дне. Такое же строение имеет и долина р. Плющанки, впадающей в Дон в 10 км ниже устья р. Красивая Меча. Примерно в 1 км от Дона Плющанка поглощается карстовыми понорами и уходит под землю. Лишь в период весеннего половодья она имеет во-

доток на всем своем протяжении. На правом берегу Дона близ глубокого (до 30 м) ущелья Плющанки много карстовых источников. Один из них — Гремучий Ключ — поражает мощным потоком холодной воды.

Доно-Турдейский карстовый район расположен между реками Красивая Меча, Непрядва и Дон. Карстовые воронки встречаются

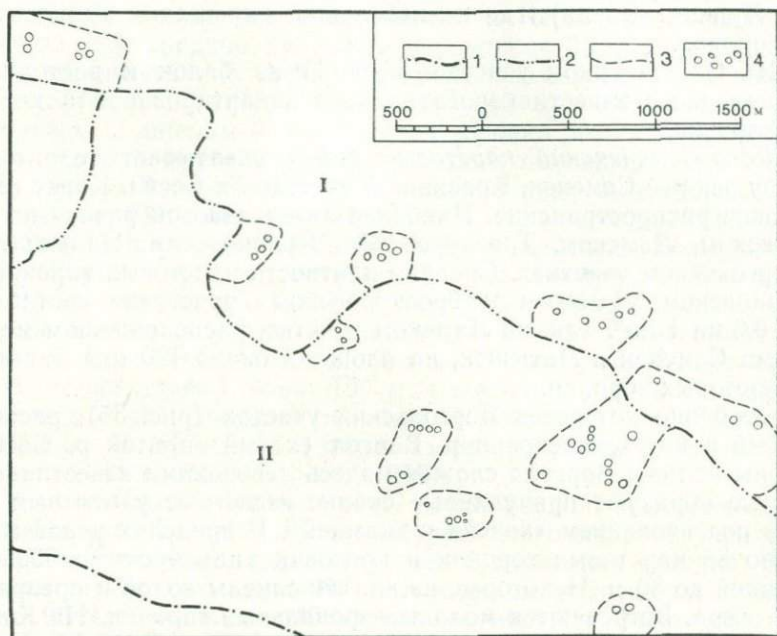


Рис. 35. Схема районирования карста восточной части Воргольского карстового участка:

- 1 — граница карстового участка; 2 — границы карстовых урочищ;
3 — границы карстовых групп; 4 — карстовые фации. I — Дерновское урочище, II — Росихинское урочище

на всей территории района, однако наиболее широко они распространены на Турдейском, Рязанском и Березовском участках, где средняя плотность воронок составляет 0,6—0,8 на 1 км². На развитие современных карстовых процессов указывают молодые провалы, достигающие обычно глубины 3—4 м. Такие провалы были описаны, в частности, у с. Березовки (Давыдова, 1953).

Задонский карстовый округ охватывает левобережье Дона в северной части Среднерусской возвышенности и верховья Воронежа. В пределах округа выделяется 2 карстовых района: Ряса-Донской и Доно-Воронежский.

В *Ряса-Донском районе*, расположенном между реками Дон, Кузьминка, Воронеж, Иловой, Хупта и Ранова, карст наиболее

интенсивно развит на Лебедянском и Докторовском участках. М. И. Давыдова (1953) в окрестностях г. Лебедянь выявила более 30 карстовых воронок. Наиболее крупные из них достигают 22 м в диаметре и 7 м глубины. На дне некоторых воронок отмечаются поноры. Здесь же на левом берегу карстовой реки Лебедянки, впадающей в Дон ниже г. Лебедянь, располагается небольшая карстово-эрозионный овраг, в верховьях которого имеются карстовые воронки. В крутом обрыве долины Дона у г. Лебедянь известна небольшая пещера, развитая в известняках верхнего девона (Давыдова-Колосова, 1957). Карстово-эрозионный овраг, прорезающий левый коренной известняковый склон долины Дона, описан у д. Докторово.

Доно-Воронежский карстовый район охватывает междуречье верховьев Дона и Воронежа. Карст отмечен на Липецком, Морозовском и Лубнинском участках.

На западной окраине г. Липецка выявлено около 20 карстовых воронок и одна небольшая пещера (в Каменном логу). Здесь же отмечены молодые провалы. Один из таких провалов образовался весной 1954 г., он имел вид колодца диаметром около 2 м и глубиной до 7 м (Елисеев, 1963).

Морозовский карстовый участок расположен на левом берегу Дона к югу от с. Донское. Здесь закартировано около 30 карстовых воронок, которые достигают 35 м в диаметре и 6 м глубины. Иногда в воронках встречаются молодые деревца дуба высотой 3—4 м. Интересны молодые карстовые провалы, имеющие вид колодцев. Один из описанных нами провалов достигал 8 м в диаметре и 10 м глубины. Вертикальные стенки его с глубины 1,5 м сложены верхнедевонским известняком. К карстово-эрозионным формам относятся Шепталин лог, Зотов лог и овраг Холодная пещера, на крутых (до 25—30°) склонах которых обнажаются известняки. В верховьях этих балок развиты водопоглощающие карстовые воронки. Особенно интересен овраг Холодная пещера, получивший название из-за потока холодного воздуха, выходящего из карстовой полости на склоне северной экспозиции. Здесь же распространены воронки выщелачивания до 15 м в поперечнике и до 1,5 м глубины. Дно и склоны их усеяны обломками известняка.

Карст Лубнинского участка, приуроченного к крупной балке Сухая Лубна длиной 3 км, являющейся долиной ныне пересохшей реки Быкова Шея, изучен недостаточно.

Окско-Клязьминская карстовая провинция расположена в низовьях Оки и Клязьмы в пределах северо-западной окраины Приволжской возвышенности и прилегающей к ней с запада части Окско-Донской низменности. Карстуются гипсы и ангидриты нижней перми, а также известняки и доломиты верхнекаменноугольного и верхнепермского возраста. В западной части провинции карст развивается в известняках и доломитах среднего и верхнего карбона, которые участвуют в строении Окско-Цнинского вала. На остальной территории он приурочен к сульфатным, сульфатно-кар-

бонатным и карбонатным породам перми, слагающим Алатырский вал (Алатырско-Горьковские поднятия). Карст этой провинции описан в работах В. В. Докучаева (1883, 1950), А. Н. Мазаровича (1912), Е. Г. Герасимова (1916), В. И. Монаховой, А. С. Булочкиной (1927), М. Г. Терехова (1929), А. И. Борисова (1938, 1940), А. В. Ступишина (1947, 1967), В. И. Игнатьева (1952), Б. В. Селивановского (1952), Н. М. Шомысова (1954), В. М. Соколовой (1955), А. С. Борисовского (1957), Н. А. Гвоздецкого, А. И. Спиридонова (1958, 1971), Е. Д. Смирновой (1959), А. Н. Ильина (1962, 1964, 1975), Ильина и др. (1960), П. Н. Каптерева (1961), А. У. Мамина (1961), И. А. Саваренского (1962), А. А. Гусевой, А. К. Гусева (1963), Н. А. Гвоздецкого, В. А. Шматкова (1966) и И. А. Брашнина (1970).

Карст развивается преимущественно в долинах рек, где перекрывающие карстующиеся образования водонепроницаемые отложения татарского яруса в значительной мере размыты, а также на участках локальных тектонических поднятий, в сводовых частях которых трещиноватые карстующиеся породы нередко близко подходят к поверхности. Карст представлен воронками, блюдцами, котловинами и суходолами. Особенно широко распространены воронки, плотность которых составляет иногда 150—200 на 1 км². Наиболее крупные воронки достигают 200 м в диаметре и 30 м глубины. При слиянии карстовых воронок образуются котловины до 1300 м длины, 400 м ширины и 30 м глубины (Гвоздецкий, Спиридонов, 1971). Особое положение занимает обширная (площадью до 30 км²) Ворсинская карстово-эрозионная котловина, достигающая глубины 50 м.

Широко развит древний подземный карст. В казанских известняках и доломитах он представлен кавернами и полостями, достигающими 3 м высоты и 30 м длины. Полости чаще всего выполнены обломками пород татарского яруса и продуктами разрушения казанских отложений. Наиболее интенсивно казанские карбонатные породы закарстованы на контакте с гипсово-ангидритовой толщей. В некоторых местах они полностью разрушены и превращены в щебень и доломитовую муку. Залегающие над карстовыми полостями горные породы нередко разбиты на глыбы и раздроблены. Это способствует проникновению природных вод в глубь массива и еще большему усилению карстовых процессов (Саваренский, 1962). Особенно сильно закарстована верхняя часть (до глубины 20—25 м) гипсово-ангидритовой толщи, где буровыми скважинами выявлены крупные полости и пещеры, приуроченные к зонам повышенной трещиноватости.

Окско-Клязьминская карстовая провинция подразделяется на 3 карстовых округа: Окско-Цнинский, Клязьминский и Нижнеокский. Карстовые округа, в свою очередь, делятся на 11 карстовых районов и 68 карстовых участков (рис. 36).

Окско-Цнинский карстовый округ охватывает территорию Окско-Цнинского вала. В пределах округа выделяется

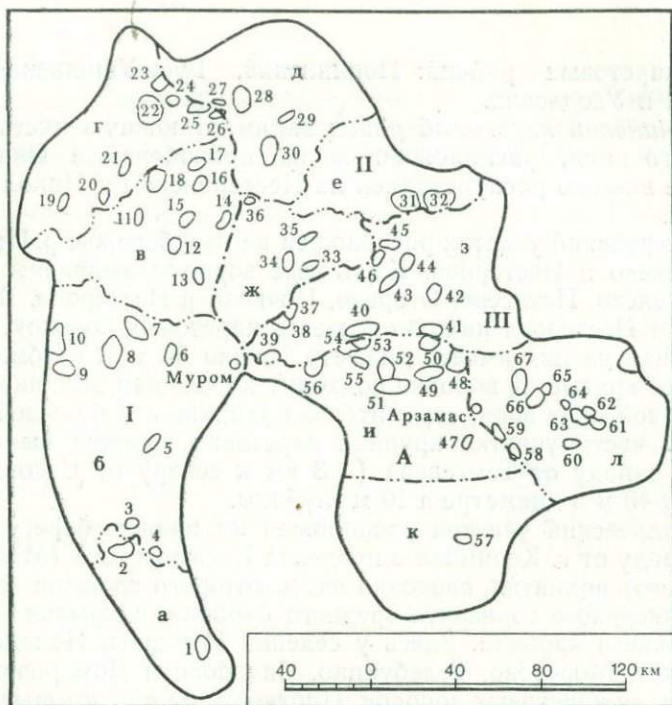


Рис. 36. Схема районирования карста Среднего Поволжья: А — Окско-Клязьминская карстовая провинция. Карстовые округа: I — Окско-Цнинский; II — Клязьминский; III — Нижнеокский. Карстовые районы: а — Поцинский; б — Гусь-Ушинский; в — Судогдинский; г — Увовский; д — Лухский; е — Балахнинский; ж — Суворовский; з — Сережа-Окский; и — Тешский; к — Мокша-Алатырский; л — Пьянский. Карстовые участки: 1 — Нестеровский; 2 — Николаевский; 3 — Самыловский; 4 — Мунтовский; 5 — Тимошинский; 6 — Губинский; 7 — Мошковский; 8 — Лесниковский; 9 — Никулинский; 10 — Арсамский; 11 — Анохинский; 12 — Смолинский; 13 — Ключикский; 14 — Пивоваровский; 15 — Аносинский; 16 — Шустовский; 17 — Санниковский; 18 — Ковровский; 19 — Писчихинский; 20 — Камешковский; 21 — Новский; 22 — Архиповский; 23 — Боняковский; 24 — Дорожаевский; 25 — Михалевский; 26 — Ирыховский; 27 — Преображенский; 28 — Клестовский; 29 — Мугреевский; 30 — Санхарский; 31 — Решетихинский; 32 — Бабинский; 33 — Быкасовский; 34 — Фоминский; 35 — Кожинский; 36 — Лосевский; 37 — Александровский; 38 — Монаковский; 39 — Дедовский; 40 — Зеленцовский; 41 — Старопустынский; 42 — Шарголинский; 43 — Давыдковский; 44 — Пантелеевский; 45 — Комаровский; 46 — Тарский; 47 — Новоусадский; 48 — Селемский; 49 — Никольский; 50 — Наумовский; 51 — Мухтоловский; 52 — Чарский; 53 — Венецкий; 54 — Бобровский; 55 — Салавирский; 56 — Валтовский; 57 — Первомайский; 58 — Пасьяновский; 59 — Бебьяевский; 60 — Вечкусовский; 61 — Воронцовский; 62 — Борнуковский; 63 — Якшенский; 64 — Ичалковский; 65 — Анненковский; 66 — Пелекшеевский; 67 — Вадский; 68 — Каменитинский. Усл. обозначения см. рис. 16

четыре карстовых района: Поцнинский, Гусь-Ушнинский, Судогдинский и Уводьский.

Поцнинский карстовый район занимает южную часть Окско-Цнинского вала, расположенную на правом берегу Оки. Карст наиболее широко распространен на Нестеровском и Николаевском участках.

Нестеровский участок расположен на левобережье р. Цны между Темгенево и Нестерово. Карстовые воронки выявлены у селений Темгенево, Истлеево, Огорево, Почково и Нестерово. В 1 км к востоку от Нестерова находится шесть карстовых воронок. Наиболее крупная из них имеет диаметр около 50 м и глубину 15 м. Склоны ее крутые. К воронке подходит небольшая долинка, по которой весной идет вода, стремительно уходящая в большой понор. В южной части участка крупная карстовая воронка выявлена в 0,5 км к западу от Темгенева (в 3 км к северу от Сасова). Она достигает 40 м в диаметре и 10 м глубины.

Николаевский участок расположен на правом берегу р. Оки к юго-западу от г. Касимова в пределах Касимовского (Малеевско-Ташенского) поднятия, сводовая часть которого сложена известняками мячковского горизонта среднего карбона, а крылья — породами верхнего карбона. Здесь у селений Новляны, Николаевское, Фроловское, Морозово, Телебукино, Сидорово и Лом развиты обширные поля карстовых воронок. Плотность их в некоторых местах достигает 20 на 1 км².

Древний карст представлен воронками, кавернами и полостями, выполненными глиной. Они прослеживаются в стенках Касимовского известнякового карьера, расположенного в 7 км к юго-западу от г. Касимова.

Гусь-Ушнинский карстовый район располагается в южной части Окско-Цнинского вала между реками Гусь, Ока и Ушна. Карст наиболее широко развит на Арсамакском, Лесниковском и Губинском участках.

Арсамакский карстовый участок протягивается неширокой (около 5 км) полосой от д. Побойки до д. Вашутино. Здесь на площади около 60 км² выявлено и закартировано более 180 карстовых воронок, которые местами имеют почти сплошное распространение. Так, в 1,2 км к северу от д. Вашутино воронки диаметром 5—10 м и глубиной 1—2 м весьма близко располагаются одна от другой, формируя своеобразный карстовый ландшафт (рис. 37). Воронки преимущественно небольшие. Лишь некоторые из них достигают 50 м в диаметре и 6 м глубины. Такие воронки отмечены у деревень Арсамаки, Жары и пос. Красное Эхо. В 0,5 км к северо-западу от д. Арсамаки находится крупная воронка, известная под названием «Татарская яма» (рис. 38). Диаметр ее более 20 м, а глубина 6 м. На северо-востоке к воронке подходит карстово-эрозионная балка длиной около 70 м и глубиной до 4 м. Склоны воронки осложнены небольшими провалами (до 2 м в диаметре), а на дне ее развиты поноры.

Лесниковский карстовый участок располагается в верховьях р. Судогды. Карст представлен преимущественно воронками, которые особенно широко распространены близ деревень Лесниково, Протасьево, Прокшино и Ново-Покровская. Одна из наиболее

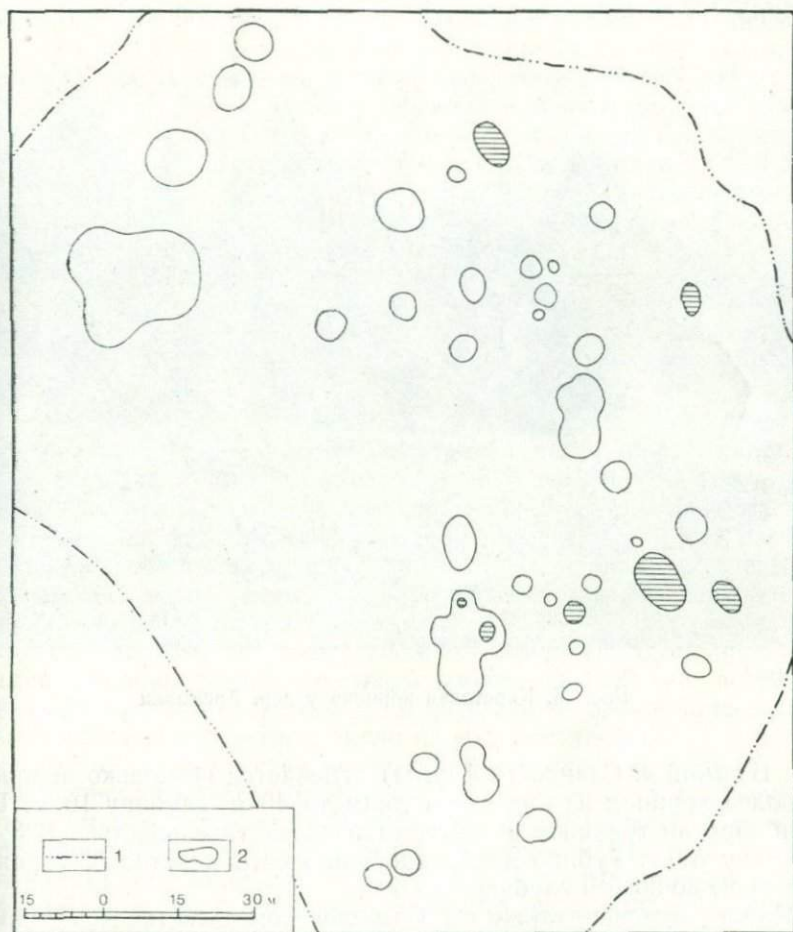


Рис. 37. Распространение карстовых форм у дер. Вашутино:
1 — граница карстовой группы; 2 — карстовые фации

крупных воронок, известная у местных жителей под названием «Никола», находится в 3,5 км к востоку-северо-востоку от д. Лесниково. Она достигает 50 м в диаметре и 12 м глубины. Этой воронкой заканчивается глубокая карстово-эрозионная балка длиной около 300 м, в верховьях которой из-под земли вытекает небольшой карстовый источник.

Губинский карстовый участок расположен на правом берегу верхнего течения р. Ушны. Здесь у д. Савино находится восемь карстовых воронок. Наиболее крупная из них расположена в 1 км к северо-востоку от д. Савино, диаметр ее 35 м, глубина 10 м. На дне находится вторичная воронка с понором, диаметр ее 2,5 м, а глубина 1,5 м. Склоны воронки покрыты травяной растительно-



Рис. 38. Карстовая воронка у дер. Арсамаки

стью. В самой д. Савино (у фермы) отмечается несколько воронок. Наиболее крупная из них имеет диаметр 40 м, глубину 10 м. Воронки заросли травяной и кустарниковой растительностью. В 3 км к востоку от д. Губино закартировано шесть карстовых воронок диаметром до 30 м и глубиной до 5 м.

Карст отмечен также на Самыловском, Мунтовском, Тимошинском, Мошокском и Никулинском участках, где он представлен преимущественно воронками.

Среди подземных карстовых образований выявлены крупные полости и воронки, выполненные песчано-глинистым материалом, а также брекчией карбонатных пород и доломитовой мукой.

Судогдинский карстовый район занимает среднюю часть Окско-Цнинского вала между реками Ушна и Клязьма. Карстуются известняки и доломиты верхнего карбона, нижней и верхней перми. Карст наиболее интенсивно развит на Анохинском, Пивоваровском, Шустовском и Санниковском участках.

Анохинский карстовый участок расположен между деревнями Алачино и Колуберово. Среди поверхностных карстовых форм преобладают воронки и лога. В северной части участка крупные карстовые воронки отмечены у д. Алачино. Одна из них находится в 1 км к юго-востоку от деревни, диаметр ее 20 м, глубина 7 м. В центральной части воронки располагается небольшой (диаметр 4 м, глубина 1,8 м) молодой провал с понором на дне, где находятся крупные валуны, принесенные весенними водами, стекающими по тальвегу длиной до 25 м. Склоны воронки покрыты травяной растительностью. В 0,5 км к юго-юго-востоку от нее отмечены еще две крупные почти слившиеся воронки диаметром 20 м и глубиной 7 м каждая. К этим воронкам подходит карстово-эрозивная балка длиной около 150 м и глубиной до 7 м. Южнее карстовые воронки развиты у селений Пестово, Анохино и Колуберово.

Пивоваровский участок характеризуется интенсивным развитием карстовых процессов. Наиболее широко карст развит в северной части участка между деревнями Агафоново, Коровашево, Суворово и Пивоварово, где располагаются крупные карстовые воронки и котловины, часто заполненные водой и представляющие собой глубокие озера. Средняя плотность воронок около 25 на 1 км². Среди крупных карстовых воронок выделяется Саврасова яма, достигающая 90 м в диаметре и 15 м глубины. Плоское дно ее покрыто лугово-болотной и кустарниковой растительностью, а крутые склоны поросли елью, сосной, березой, осиной и ольхой. В нижней части склона прослеживается концентрическая трещина, указывающая на просадку дна воронки. Особое положение занимает огромный провал, расположенный в 0,5 км к северу от д. Пивоварово (рис. 39). Он имеет сложное строение. Здесь на месте западного склона старой карстовой воронки в 1959 г. и в 1967 г. произошли крупные обрушения. В результате образовалась провальная воронка диаметром около 85 м и глубиной до 40 м. Склоны ее крутые, а на участке молодого обрушения обрывистые.

Шустовский карстовый участок располагается на левобережье р. Тары между станцией Крестниково и с. Шустово. У селений Крестниково, Мошачиха, Петровское, Осинки и Шустово отмечаются карстовые воронки и сухие лога, протягивающиеся по направлению к р. Таре. Они имеют ширину около 100 м и глубину 15—18 м. На дне сухих логов встречается небольшие водопоглощающие углубления. Особенно интересен овраг Семениха, впадающий в р. Тару у с. Шустово. Дно его состоит из следующих друг за другом карстовых воронок.

Санниковский участок, расположенный на водоразделе рек Клязьма и Тары, отличается широким распространением карстовых форм рельефа. Воронки отмечены у деревень Константиново, Сосновка, Рябиницы, Яблонцы, Белебеевка и Душкино, где наряду со старыми формами встречаются молодые провалы (Жорина, 1948; Гвоздецкий и Спиридонов, 1958). Диаметр воронок обычно не превышает 10 м, а глубина 5 м.

Карст широко распространен также на Ключикском, Смолинском, Аносинском и Ковровском участках. Отдельные карстовые формы отмечаются во многих других местах района.

Уводьский карстовый район располагается в северной части Окско-Цнинского вала между реками Нерль, Клязьма и Теза. Карстуются карбонатные и сульфатные породы верхнекаменноуголь-

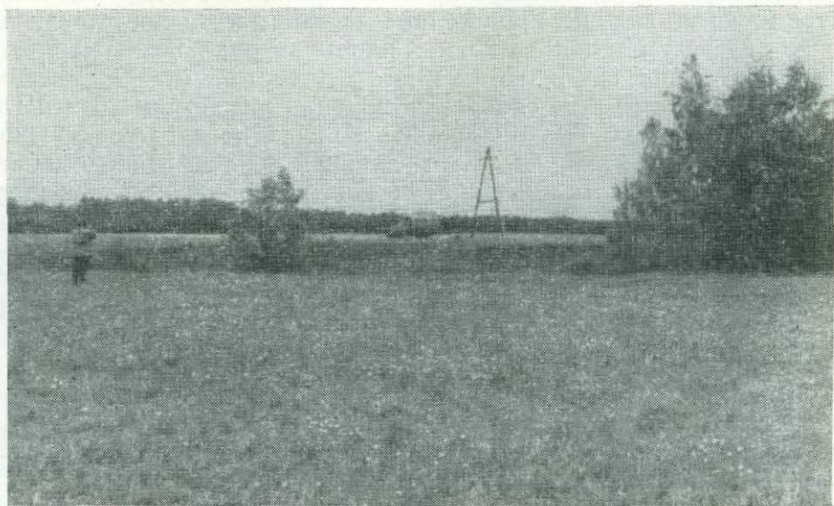


Рис. 39. Крупная карстовая воронка у дер. Пивоварово.
Глубина воронки 40 м, а диаметр 85 м

ного и пермского возраста. Наиболее широко карст развит на Писчихинском, Архиповском, Боняковском и Михалевском участках.

Писчихинский карстовый участок находится на левобережье нижнего течения р. Нерль. Карстовые воронки выявлены у деревень Чистуха, Палашкино и Писчихино. Они достигают 15—20 м в диаметре и 3 м глубины. Некоторые воронки заняты водой и образуют небольшие озера. В 1953 г. в д. Писчихино возник крупный провал. Сейчас на его месте находится воронка диаметром 25 м и глубиной 3 м (рис. 40).

Архиповский карстовый участок располагается в верховьях р. Шижегды между д. Кривоусово и пос. Савино. Карстовые процессы характеризуются интенсивным развитием. Это подтверждается широким распространением крупных провальных воронок, типичных для гипсового карста. Карст представлен воронками, блюдцами, котловинами, балками и озерами. Воронки отличаются преимущественно пологими склонами и плоским дном. Конусообразные воронки встречаются реже. Диаметр воронок обычно не превышает 30—40 м, а глубина 8—12 м. Одна из наиболее круп-

ных воронок выявлена нами в 3 км к юго-западу от д. Аристиха. Она имеет почти идеально круглую форму, довольно крутые склоны и ровное дно. Диаметр воронки 78 м, глубина 5 м. Плоское дно воронки покрыто влаголюбивой растительностью. Наибольшая

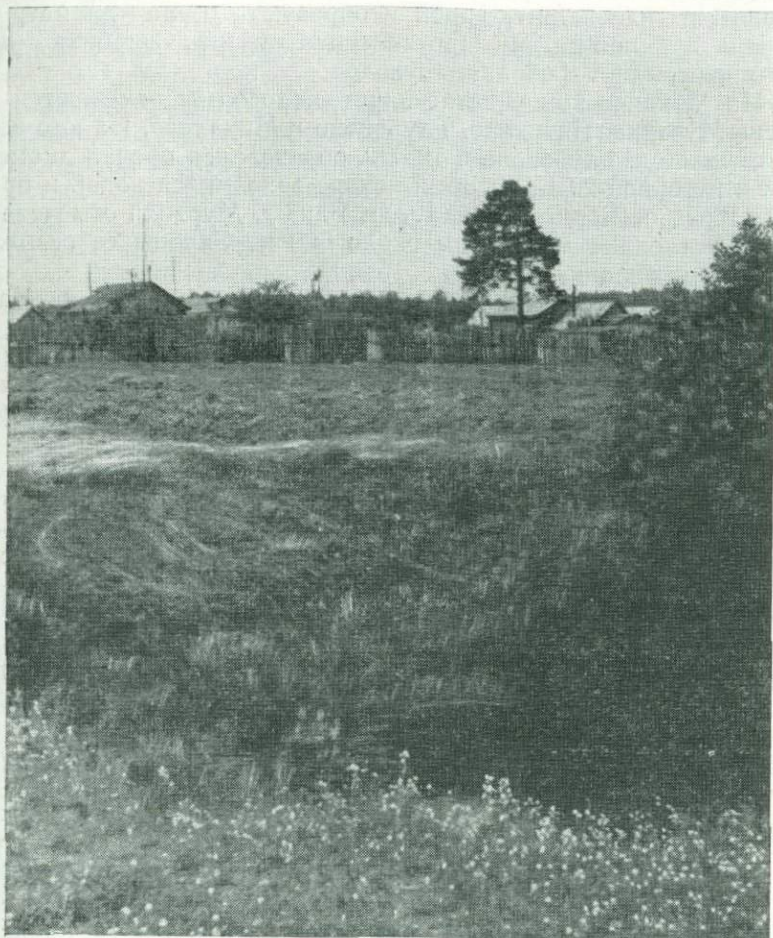


Рис. 40. Карстовая воронка в дер. Писчихино

плотность карстовых воронок отмечается в окрестностях Кривосова, Архиповки, Костина, Нова, Аристихи и Курмыша, где насчитывается до 85 воронок на 1 км² площади. Здесь же выявлены молодые провалы, отличающиеся крутыми склонами и иногда значительной (до 20 м) глубиной.

Боняковский карстовый участок расположен на междуречье Тезы и ее правого притока р. Сибирянки. Здесь в окрестностях се-

лений Векино, Боняково и Курьяниново широко распространены карстовые воронки, плотность которых в некоторых местах составляет 40—50 форм на 1 км². Диаметр воронок от 5 до 50 м, а глубина от 2 до 8 м. Нередко они близко расположены друг к другу и отделяются лишь перемычками шириной в 3—5 м. Воронки часто заболочены или залиты водой и образуют озера диаметром до 100 м и глубиной до 6 м. Протекающая здесь р. Сверхиха в летнее время пересыхает и образует суходол.

На Михалевском участке карстовые формы отмечаются у деревень Мурзиха, Пятунино, Глубоково и Михалево. На юго-восточной окраине д. Глубоково в 1937 г. образовался провал диаметром 36 м и глубиной 20 м, который вскоре заполнился водой и превратился в озеро (Борисовский, 1957). Близ д. Мурзиха отмечена карстовая котловина диаметром около 600 м. Склоны ее осложнены карстовыми воронками.

Карстовые формы широко распространены также на Камешковском, Новском, Дорожаевском и Ирыховском участках.

Клязьминский карстовый округ располагается преимущественно в низовьях р. Клязьмы. В его пределах выделяется 3 карстовых района: Лухский, Балахнинский и Суворовский.

Лухский карстовый район охватывает в основном бассейн р. Лух. Карст наиболее интенсивно развит на Клестовском участке. Большое количество воронок отмечено у селений Клестово, Ламна, Крапивново, Легково, Груздево и Филюшино. Наиболее крупные воронки достигают 90 м в диаметре и 12 м глубины (в 3 км к юго-западу от Груздева). Встречаются молодые провалы. Многие воронки и котловины заполнены водой. Среди карстовых озер выделяется Богоявленское (длина 2,5 км, ширина 1,8 км, глубина 9 м), Рябовское (длина 0,7 км, ширина 0,35 км, глубина 22 м), Клещинское (диаметр 0,25 км, глубина 35 м), Ростокинское (диаметр 0,2 км, глубина 11 м) и Святое (диаметр 0,12 км, глубина 10 м). На берегах озер распространены небольшие воронки.

Карстовые воронки, котловины описаны также на Преображенском, Мугреевском и Санхарском участках. Особенно интересны карстовые озера Кшара, Санхар, Нельша, имеющие сложные очертания (Корина, 1948).

Балахнинский карстовый район охватывает в основном Балахнинскую низменность, характеризующуюся слаборасчлененным рельефом, значительной залесенностью территории и распространением преимущественно песчаных отложений. Карст отмечен на Бабинском и Решетихинском участках, где он развивается в сульфатных и карбонатных породах пермского возраста.

Решетихинский карстовый участок расположен на левом террасированном берегу р. Оки к западу от г. Дзержинска. Карст представлен воронками, блюдцами и котловинами. Средняя плотность карстовых воронок составляет около 12 на 1 км², в некоторых местах (северная окраина пос. Желнино) — до 200 на 1 км². Ворон-

ки преимущественно небольшие, блюдцеобразной или чашеобразной формы. Наиболее крупные из них достигают 90 м в диаметре и 12 м глубины. Самая крупная воронка, расположенная в пос. им. Свердлова, имеет форму овального блюда. Диаметр ее около 125 м, глубина 6 м. Встречаются молодые провалы. Нами они отмечены, в частности, на северном берегу оз. Свято, где имеется два рядом расположенных провала диаметром 12 и 18 м и глубиной до 7 м. Некоторые воронки заняты водой и представляют собой небольшие озера. Кроме воронок и блюдец встречаются котловины длиной до 300 м, шириной до 150 м и глубиной до 8 м.

Бабинский карстовый участок охватывает левобережье р. Оки в окрестностях г. Дзержинска и к востоку от него. Карст наиболее интенсивно развит к северо-востоку от г. Дзержинска, в окрестностях пос. Ворошиловский и между поселками Растяпино и Бабино. Особенно широко распространены карстовые воронки. Средняя плотность их около 15 на 1 км². В некоторых местах (южнее пос. Растяпино) плотность воронок достигает 200 на 1 км². Воронки преимущественно небольшие, наиболее крупные 30—35 м в диаметре и 8—10 м глубиной. Отмечены небольшие свежие провалы.

В Суворовском районе карст выявлен на Фоминском, Кожинском, Быкасовском, Лосевском, Щепачихинском и Тумботинском участках. Особенно активен он на Фоминском участке, где у селений Растригино, Сельцо, Починки и Просье описаны карстовые воронки и блюда до 40 м в диаметре и 6 м глубиной. Встречаются молодые провалы, достигающие иногда значительных размеров. Интересен карстовый провал, образовавшийся в июле 1972 г. на месте жилого дома в дер. Растригино. Мы исследовали этот провал 12 августа 1973 г. Диаметр его 21 м, а глубина 3 м. Вдоль южного склона провала четко прослеживались концентрические трещины. Встречаются крупные котловины. Такая котловина отмечена, например, в 2 км к западу от пос. Тумботино. Длина ее 600 м, ширина 500 м и глубина 18 м. Дно и склоны котловины осложнены многочисленными воронками (Гусева, Гусев, 1963).

Нижнеокский карстовый округ располагается в пределах Алатырского вала (Алатырско-Горьковские поднятия). Округ делится на 4 карстовых района: Сережа-Окский, Тешский, Мокша-Алатырский и Пьянский.

Сережа-Окский карстовый район занимает междуречье Сережи и Оки. Карст весьма интенсивен особенно на Александровском, Дедовском и Пантелеевском участках.

Александровский карстовый участок охватывает правобережье р. Оки в низовьях Б. Кутры. Здесь у с. Болотниково располагается сложная карстовая котловина 1300 м длиной, 400 м шириной и до 20—30 м глубиной. Дно и борта ее изрыты небольшими воронками до 7 м в диаметре и до 3 м глубины. От котловины на запад-северо-запад в сторону Оки на расстоянии 1,5 км тянется цепь из восьми громадных воронок до 200—250 м длиной, 100—150 м шириной и 25—30 м глубиной. Борта их крутые, часто

заросшие мелким лесом. Небольшие карстовые воронки отмечены между селениями Базарово и Александрово, а также к югу и юго-востоку от Болотникова (Гвоздецкий, Спиридонов, 1971).

Дедовский карстовый участок расположен на правом берегу р. Теши, близ ее устья. В окрестностях Дедова располагаются многочисленные карстовые воронки, котловины, блюдца и лога. Наиболее крупные воронки достигают 50—60 м в диаметре и 12 м глубины. Многие из них густо заросли древесно-кустарниковой растительностью. Карстовые формы тянутся от Дедова до Коробкова. Интересно Святое озеро, расположенное среди соснового леса на плоской низкой террасе р. Теши. Оно имеет сложную форму с лопастями заливов, полуостровами и островами. Длина озера 2 км, ширина 1 км, глубина 20 м.

Пантелеевский карстовый участок располагается на правом берегу р. Кишмы (правый приток Оки) между селениями Теряево и Грудцино. Большую часть участка занимает обширная (площадью до 30 км²) Ворсинская карстово-эрозионная котловина, достигающая глубины 40—50 м. В ее пределах широко распространены карстовые воронки до 40 м в диаметре и 20 м глубиной. Встречаются свежие провалы. Особенно густая сеть глубоких (до 30 м), свежих карстовых провалов наблюдается по краям котловины у селений Солнцево, Булдырево, Грудцино и Меняшево, где плотность воронок достигает 200 на 1 км². Многие воронки заполнены водой. К крупным карстовым озерам относятся Тосканка и Ключик (Игнатьев, 1952; Ильин, 1962).

Карст отмечен также на Монаковском, Зеленцовском, Старопустыньском, Шарголинском, Давыдовском, Комаровском и Таркском участках, где широко распространены воронки, блюдца, котловины и лога. В обрывистых берегах р. Тарки (у с. Павлово), сложенных белым гипсом, близ уреза воды развиты небольшие ниши. Многие воронки и котловины заняты водой и превращены в озера. К крупным озерам относятся Великое, Глубокое, Паровое, Святое, Родионово, Рой и другие. По берегам озер развиты воронки.

Тешикий карстовый район занимает среднюю часть Алатырского вала. Карст имеет широкое распространение. Наиболее интенсивно он развит на Никольском, Мухтоловском, Венецком, Бобровском и Салавирьском участках.

Никольский карстовый участок охватывает верхнее течение р. Коваксы. Карстовые воронки распространены у селений Никольское, Пиявочное и Ковакса, где средняя плотность их превышает 10 на 1 км². Наиболее крупные воронки достигают 100 м в диаметре и 15 м глубины. Встречаются свежие провалы. Такой провал, образовавшийся весной 1972 г., нами был описан 8 августа 1973 г. у Каменного Ключа (близ с. Ковакса). Диаметр его 14 м, а глубина 7 м. Склоны обрывисты. Многие воронки и котловины заполнены водой (рис. 41).

Мухтоловский карстовый участок располагается между ст.

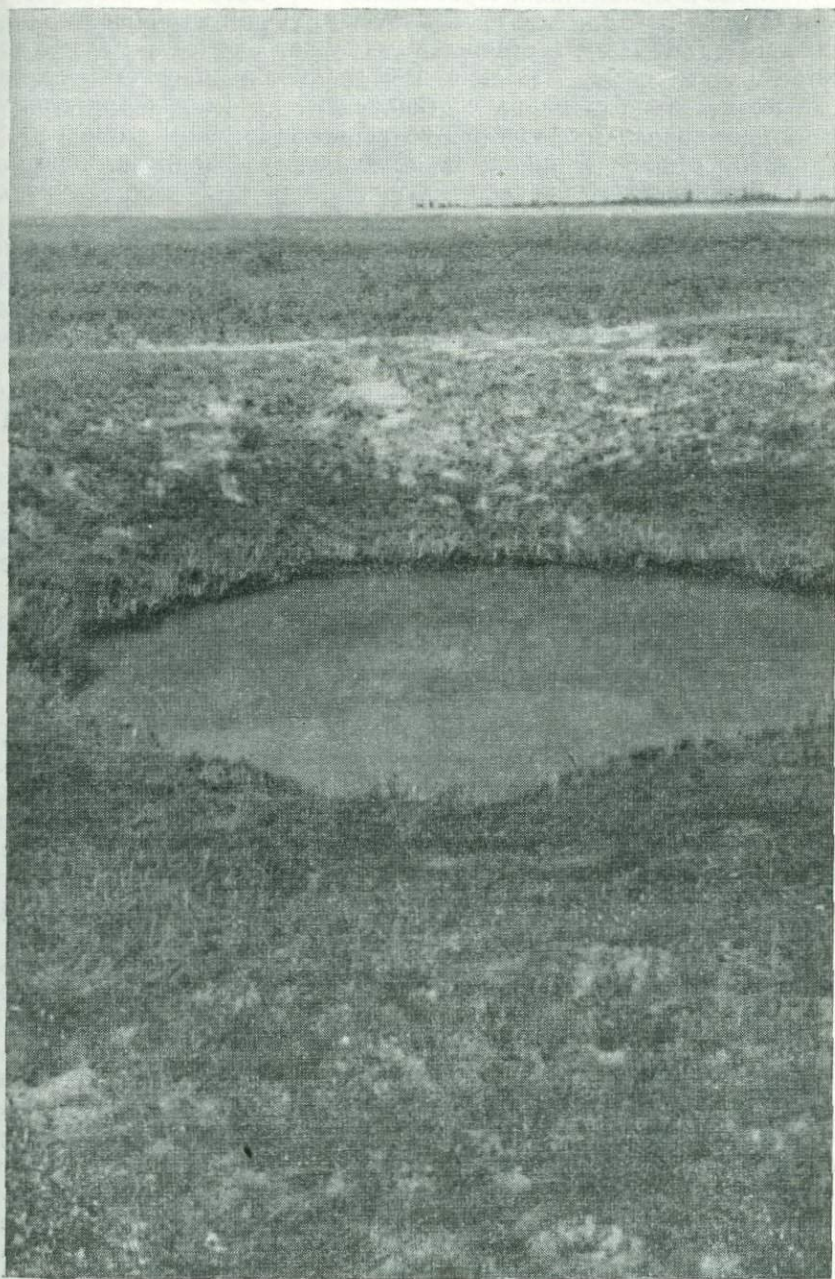


Рис. 41. Заполненная водой карстовая воронка у дер. Пиявочное

Мухтолово и Балахониха. Преобладают крупные карстовые воронки и блюдца провального происхождения. Один из провалов, образовавшийся в 1932 г. восточнее Мухтолова, достигает 100 м в диаметре и 25 м глубины (Ильин, 1962). Средняя плотность воронок в окрестностях Мухтолова составляет 50 на 1 км². При слиянии карстовых воронок образуются котловины (до 200 м длиной и 12 м глубиной) и лога. К западу от Мухтолова находится карстовое озеро Карасы, имеющее сложную лопастную форму. Длина его около 150 м.

Крупные провальные воронки выявлены также на Венецком карстовом участке. В 5 км к северо-западу от с. Венец возле оз. Пешнее расположен огромный карстовый провал, образовавшийся в 1957 г. Диаметр его около 80 м, а глубина 27 м. Объем пород, обрушившихся в воронку, составил 57 000 м³. Борта провала обрывисты, на дне его находится небольшое (25 × 35 м) озерко. Другой провал, образовавшийся в окрестностях с. Венец в 1954 г. имеет диаметр 15 м.

Бобровский карстовый участок охватывает верхнее течение р. Салаксы (левый приток Сережи). Здесь широко распространены карстовые воронки и котловины. Интересны слепые балки, представляющие собой цепь соединившихся карстовых провалов глубиной до 30 м. Такая слепая балка отмечена, в частности, на водоразделе Салаксы и Сережи у д. Бобровка. Салакса ниже д. Вилейки в меженное время почти полностью пересыхает. В 7 км ниже по течению (в 1 км севернее д. Бобровка) выходит мощный карстовый источник с дебитом более 100 л/с.

Салавирский карстовый участок охватывает междуречье Сережи и Салаксы. Современные карстовые процессы весьма интенсивны. Среди поверхностных форм выделяются воронки, блюдца, котловины и суходолы. Плотность карстовых воронок в некоторых местах достигает 40—50 на 1 км². Воронки преимущественно небольшие — до 25 м в диаметре и 12 м глубиной. Преобладают воронки конической формы. Встречаются молодые провалы. В результате слияния воронок образуются карстовые котловины. Одна из них, имеющая эллиптическую форму, достигает 550 м длины, 150 м ширины и 20 м глубины. Некоторые воронки и котловины заполнены водой. К крупным карстовым озерам относятся оз. Боброво, достигающее длины 500 м.

Карст развит также на Новоусадском, Селемском, Наумовском, Чарском и Валтовском участках, где широко распространены карстовые провалы и котловины, нередко залитые водой. К крупным карстовым озерам относятся Большое (1500 × 800 м), Кучкинское (900 × 400 м), Чарское (800 × 500 м) и Сарское (450 × 200 м), глубина которых достигает 25 м. Наибольшая плотность карстовых воронок диаметром до 50 м и глубиной до 17 м отмечена у пос. Чернуха.

Мокша-Алатырский карстовый район занимает южную часть Алатырского вала. Карстуются верхнедевонские, каменноугольные

и пермские известняки и доломиты. Наиболее интенсивно карст развит на Первомайском участке, где в долине р. Умач (левый приток Алатыря) встречаются карстовые воронки и котловины диаметром до 100 м и глубиной до 18 м. Средняя плотность воронок местами достигает 100—120 на 1 км². На дне многих воронок отмечены крупные водопоглощающие поноры. К северу от Первомайска располагается карстовый овраг Прорва длиной около 700 м, шириной 80 м и глубиной 15 м. Он образовался в результате слияния карстовых воронок.

Пьянский карстовый район охватывает междуречье Теши, Пьяны и Межпьянье. Карстовые процессы характеризуются высокой интенсивностью, особенно на Бебяевском, Борнуковском, Ичалковском, Пелекшеевском и Вадском участках.

Бебяевский карстовый участок расположен на правом берегу р. Теши к югу от Арзамаса. Здесь у селений Бебяево, Новоселки и Селищи близко к поверхности подходят гипсы и ангидриты нижней перми, которые разрабатываются шахтным способом. Широко распространены провальные воронки. В гипсовой толще штольнями вскрыты крупные подземные полости и пещеры высотой до 7 м (Ильин, 1975).

Борнуковский карстовый участок расположен на правом берегу р. Пьяны около с. Борнуково. Карст представлен в основном воронками и блюдцами. Особенно интересна Борнуковская пещера, близ которой проводится разработка гипса. Она приурочена к толще гипса, заключенной в известняки казанского яруса верхней перми. Общая длина пещеры около 200 м. Она состоит из шести гротов, соединенных узкими проходами. Длина наиболее крупного грота 95 м. В 1958 г. в результате взрыва, проведенного в гипсовом карьере, вход в Борнуковскую пещеру был засыпан, при этом открылся доступ в две другие полости длиной 200 и 60 м.

Ичалковский карстовый участок расположен на правом берегу р. Пьяны в пределах так называемого Ичалковского бора, где карстуются известняки и доломиты казанского яруса верхней перми, прикрытые маломощной (2—5 м) толщей мергелей и глин татарского яруса и песчаными отложениями четвертичного возраста. Здесь на площади около 10 км² выявлено более 1000 карстовых воронок диаметром до 50—60 м и глубиной 15—20 м. Особое положение занимает Кулева яма, имеющая овальную форму. Длина ее 200 м, ширина 180 м и глубина 25 м. Склоны карстовых провалов крутые, иногда обрывистые, с острыми выступами породы. Местами провальные воронки, соединяясь, образуют большие карстовые лога протяженностью до 1,5 км и более. На обрывистых склонах некоторых провалов расположены входы в пещеры, развитые в доломитах казанского яруса. Среди них выделяются Теплая, Холодная, Звериная, Наклонная и Тесная, имеющие преимущественно мешкообразную форму. Пещеры небольшие, наиболее крупные из них Теплая и Холодная достигают длины 25—27 м, ширины 8—12 м и высоты 10—12 м. Особенно интересна Холодная

пещера, состоящая из двух гротов. Дно второго (дальнего) грота, имеющего длину 15 м, ширину 12 м и высоту 8 м, покрыто льдом, а стены и потолок — толстым слоем инея.

Пелекшеевский карстовый участок располагается на левом берегу р. Пьяны между деревнями Гари и Пелекшеево. Большие поля карстовых воронок находятся у селений Гари, Поляны, Шадрино и Пелекшеево. Так, у с. Шадрино на площади около 600 м² выявлено более 60 карстовых воронок (Шомысов, 1954). Наиболее крупные из них достигают 25 м в диаметре и 18 м глубины. Многие провальные воронки заняты водой. Особенно интересно оз. Шмары, расположенное в 1,5 км к востоку от д. Поляны на водоразделе речек Умайки и Кевсы. Оно представляет собой цепочку соединившихся провальных воронок, тянущихся на 0,5 км с юго-запада на северо-восток. Глубина озера 7 м.

Вадский карстовый участок расположен на левом берегу р. Пьяны между деревнями Мордовская и Вазьян. Наиболее широко карст развит у деревень Мордовская, Вад, Вазьян и с. Стрелка, где он представлен провальными воронками, суходолами и понорами. В окрестностях с. Стрелка на площади 0,06 км² отмечено более 30 провальных воронок до 12 м в диаметре и 8 м глубиной (Монахова, Булочкина, 1927; Шомысов, 1954). Повсюду встречаются свежие провалы. Среди карстовых озер выделяется Вадское, расположенное в долине р. Вадок. Длина его 1,4 км, ширина 0,5 км и глубина 15 м. В центральной части озера располагаются две воронки, со дна которых поднимаются сильные струи воды. Здесь же выявлена подводная карстовая пещера длиной до 20 м. Дно ее загромождено крупными глыбами породы (Ильин, 1975). На берегах Вадского озера развиты провальные воронки, иногда заполненные водой.

Карст широко распространен также на Пасьяновском, Вечкусовском, Воронцовском, Якшеньском, Анненковском и Каменищинском участках, где отмечаются крупные карстовые воронки и котловины. Среди них выделяется провал у с. Каменищи диаметром 210 м и глубиной более 12 м. Местами воронки весьма «близко расположены одна от другой, так что непосредственно за краем одной начинается другая» (Мазарович, 1912, с. 35). Встречаются молодые провалы, вызывающие иногда разрушения зданий. Многие воронки заняты водой и представляют собой небольшие озера.

ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ КАРСТОВАЯ ОБЛАСТЬ

Тимано-Печорская карстовая область расположена на крайнем северо-востоке Русской равнины в пределах Тиманского кряжа и Печорской низменности. Она подразделяется на 2 карстовые провинции: Тиманскую и Печорскую.

Тиманская карстовая провинция охватывает Тиманский кряж, протянувшийся от Полудова кряжа (Урал) на юго-востоке до

Индиговской губы — на северо-западе. Карстуются карбонатные и сульфатные породы девона, карбона и перми, а также мраморизованные карбонатные породы рифейского возраста. По данным Г. А. Максимовича, К. А. Горбуновой (1958), Б. Н. Любомирова (1959), Н. В. Родионова (1963), Н. П. Торсуева (1975), Н. П. Торсуева и др. (1972, 1974), карстовые процессы на Тимане довольно интенсивны, особенно на участках распространения сульфатных пород.

Карстовые формы представлены воронками, котловинами, суходолами, пещерами и полостями. Диаметр воронок обычно не превышает 10—15 м, а глубина 5—7 м, лишь некоторые из них достигают 100 м в поперечнике и 20 м глубины. Средняя плотность их на отдельных участках составляет 10 на 1 км². Воронки часто заполнены водой и представляют собой озера. Широко распространены карстовые источники, дебит которых достигает иногда 100 л/с (Валгангель). Древние подземные карстовые полости вскрыты скважинами на глубине до 800 м от поверхности.

Тиманская карстовая провинция подразделяется на 2 карстовых округа: Северо-Тиманский и Южно-Тиманский, которые, в свою очередь, делятся на 8 карстовых районов и 26 карстовых участков. Граница между округами проходит по рекам Вымь и Черная Кедва.

Северо-Тиманский карстовый округ занимает северную половину Тиманского кряжа. В его пределах выделяется 4 карстовых района: Индигский, Мыльский, Мезенский и Пижмский.

В Индигском карстовом районе карстуются известняки карбона и нижней перми. Известняки сильно трещиноваты. Ширина трещин до 20 см. На междуречье Индиги и ее левого притока Белой отмечены группы небольших карстовых воронок. Здесь же встречаются многочисленные карстовые источники.

В Мыльском карстовом районе карстуются карбонатные породы каменноугольного и нижнепермского возраста, участвующие в строении Каменноугольной гряды. Особенно широко карст развит на Нижнемыльском участке, где отмечены воронки до 20 м в диаметре и 5 м глубины (Торсуев и др., 1972). Карстовые воронки глубиной до 10 м, многие из которых залиты водой, имеют значительное распространение также вдоль контакта каменноугольных карбонатных пород с терригенными отложениями девона и триаса, хотя ровная поверхность Каменноугольной гряды практически лишена карстовых образований.

Мезенский карстовый район охватывает междуречье верховьев Мезени и Выми. Карстовые формы в известняково-доломитовых породах карбона и перми наблюдаются в долинах Мезени, Елвы, Косью и Ворыквы. Воронки достигают 20 м в диаметре и 20—30 м глубины. Отмечены молодые провалы.

Пижмский карстовый район охватывает междуречье Выми и Пижмы. Карстовые формы наиболее широко распространены в

бассейне Печорской Пижмы, Светлой и в верховьях Нерицы. Они представлены воронками, провалами и суходолами. Воронки достигают 20 м в диаметре и 8 м глубины. При слиянии воронок образуются котловины и овраги. В верховьях р. Тьд отмечены карстовые озера до 400 м длиной и 150 м шириной. Встречаются суходолы. Интересна р. Ворыква, которая в верховьях на протяжении 10 км течет под землей. По долинам рек распространены карстовые источники с дебитом до 0,5 л/с.

Южно-Тиманский карстовый округ располагается в южной половине Тиманского кряжа. В его пределах выделяется четыре карстовых района: Веслянский, Ухтинский, Верхневычегодский и Пильва-Ельский.

В *Веслянском районе* карстовые формы наблюдаются в среднем течении рек Коин и Весляна, в бассейне рек Иоссер и Ропча и в верховьях Нившеры. Они представлены небольшими воронками и суходолами.

Ухтинский карстовый район располагается между реками Седью и Вымь. Карст широко распространен в карбонатных и сульфатных породах девонского и каменноугольного возраста в бассейне Ухты, в верховьях рек Тобысь, Белая Кедва и Чуть. Особенно широко воронки развиты на террасах долины р. Ухты. На левобережье р. Седью и на р. Эшмес встречаются небольшие пещеры.

В *Верхневычегодском карстовом районе* наиболее типичные карстовые участки отмечены в среднем течении рек Ижмы, Лопью, в верховьях рек Нем и Сев. Мылвы, в низовьях Южи. Мылвы, а также на Джеджим-Парме и Елмач-Парме. Из карстовых форм здесь распространены преимущественно воронки диаметром до 20—50 м и глубиной 3—8 м. В верховьях р. Нем, где карстуются сульфатные породы нижней перми, отмечаются воронки до 150 м в поперечнике и 10 м глубиной (Торсуев, 1975). Плотность их местами достигает 10 и более на 1 км². Встречаются свежие провалы. Некоторые воронки заняты водой и представляют собой озера. Карстовые озера особенно широко распространены на междуречье Ижмы и Нема. При слиянии карстовых воронок образуются обширные котловины, достигающие иногда 400 м длины (долина Лопью, долина Сойвы). На правых притоках Расью — Кузыель, Югыдбель, Пипуасён, в верховье р. Ньюылги (левый приток Сев. Мылвы) и на р. Бадзель, расположенной на междуречье Ижмы и Нибель, развиты суходолы. В долинах рек наблюдаются выходы карстовых источников. Наиболее крупный из них Валганзель в долине р. Сойвы имеет дебит 100 л/с (Любомиров, 1959). Выявлены крупные карстово-эрозионные долины, расчленяющие поверхность на обособленные останцы. Они имеют, по-видимому, неогеновый (миоценовый) возраст. Ширина днищ карстово-эрозионных долин изменяется от 0,2 до 2 км, высота их склонов составляет 12—15 м, а крутизна — 8—12° (Торсуев и др., 1974).

Пильва-Ельский карстовый район располагается в южной

части Тимана. В его пределах выделяется два карстовых участка: Джуричский и Ксенофонтковский. На Ксенофонтковском участке карст развивается в гипсах и известняках нижней перми, которые участвуют в строении Ксенофонтовско-Колвинского вала. Наиболее широко распространены воронки, блюдца и котловины. Встречаются молодые провалы. Карстовые котловины достигают 1 км в поперечнике. На левом берегу р. Пильвы в 6 км к северо-востоку от д. Кубари находится большое провальное озеро (Максимович и Горбунова, 1958).

Печорская карстовая провинция занимает Печорскую низменность, расположенную между Тиманом и Уралом. Печорская низменность в карстологическом отношении исследована крайне слабо. Некоторые сведения о карсте этой территории содержатся в работах Б. Н. Любомирова (1959), Н. В. Родионова (1963), В. А. Черных и Н. П. Юшкина (1967). Карстуются силурийские, девонские, каменноугольные и пермские известняки и доломиты. Среди поверхностных форм преобладают воронки и суходоламы. Подземные формы представлены пещерами и полостями, развитыми иногда на значительной глубине.

Печорская карстовая провинция, расположенная на крайнем северо-востоке Русской равнины, подразделяется на 2 карстовых округа, 4 карстовых района и 10 карстовых участков.

В Западно-Печорском карстовом округе выделяется 2 карстовых района: Сойвинский и Кожвинский. Из них лучше исследован *Сойвинский район*, находящийся на юго-западе Печорской низменности. Карст, представленный здесь воронками и суходолами, наиболее широко распространен в верхнем течении р. Нибель и в среднем течении р. Сев. Мылва (близ устья р. Расью). На р. Сойве ниже устья ее притока — р. Нижняя Омра отмечаются пещеры (Любомиров, 1959).

Восточно-Печорский карстовый округ занимает восточную и северную половину Печорской низменности. В его пределах выделяется 2 карстовых района: Чернышевский и Черновский.

Чернышевский карстовый район территориально совпадает с краем Чернышева. Карстуются силурийские, девонские, каменноугольные и пермские известняки и доломиты. Карст наиболее широко распространен на Адзваском, Вайсавожском, Харутском, Усинском, Шарьюском и Большесарьюгаском участках. Среди поверхностных форм преобладают воронки и суходоламы. Воронки достигают 15 м в диаметре и 8 м глубины, в южной части района отмечены воронки до 50 м в диаметре и до 10 м глубиной. Часто воронки заполнены водой и образуют небольшие озера. В долинах рек встречаются карстовые источники с дебитом до 30 л/м (Родионов, 1963).

Черновский карстовый район охватывает поднятие Чернова. Здесь карстуются известняки и доломиты силура, девона и карбона. Наиболее широко карст развит на Талатайском и Падымей-

тывиском участках, где он представлен каррами, воронками, понорами, рвами и пещерами. Воронки обычно не превышают 10 м в диаметре и 3 м глубины, а рвы — 15 м длины, 1,5 м ширины и 5 м глубины. Пещеры небольшие.

СРЕДНЕВОЛЖСКО-КАМСКАЯ КАРСТОВАЯ ОБЛАСТЬ

Средневожско-Камская карстовая область располагается между Волгой и Уралом, охватывая преимущественно бассейн р. Камы. В ее пределах выделяется 4 карстовые провинции: Средневожская, Жигулевско-Бугульминская, Уфимско-Камская и Дема-Уфимская.

Средневожская карстовая провинция охватывает Вятский Увал, северо-восточную часть Приволжской возвышенности и низовья р. Камы. Карстуются известняки, доломиты, гипсы и ангидриты перми. Карст развивается также в карбонатных породах каменноугольного и девонского возраста, в которых карстовые полости выявлены до глубины 1000 м. Карстовые процессы наиболее интенсивны в пределах антиклинальных структур и речных долин. По данным А. В. Ступишина (1967), в Среднем Поволжье до 80% карстовых образований приурочено к речным долинам, что связано с наложением их на положительные тектонические дислокации и со значительным размывом здесь отложений перекрывающих карстующиеся породы.

Морфология, особенности распространения и развития карста рассмотрены в работах П. Каптерева (1913), В. И. Баранова, Н. Я. Оспопрививателя (1938), Н. Рыбина (1940), С. Г. Каштанова (1943, 1952), А. В. Ступишина (1947, 1956, 1960, 1965, 1967), Б. В. Селивановского (1948, 1952), М. С. Кавеева (1956, 1963), Ю. М. Устюгова (1956), Б. В. Селивановского, С. Г. Каштанова (1961), А. В. Ступишина, С. П. Бадамшиной (1963) и Н. Н. Лаптевой (1967, 1968).

Наиболее широко распространены карстовые воронки, средняя плотность которых составляет 6 на 1 км², однако в отдельных местах она достигает 100—200 на 1 км². На южном окончании Вятского Увала отмечаются крупные карстовые рвы, достигающие длины 2—16 км, ширины 50—200 м и глубины 10—85 м. Среди пещер выделяются Юрьевская, достигающая длины 360 м и Большая Сюкеевская (Девичья), имеющая длину 240 м. Буровыми скважинами выявлены древние погребенные карстовые воронки и крупные полости, выполненные песчано-глинистым материалом.

Средневожская карстовая провинция подразделяется на 2 карстовых округа: Вятский и Приволжско-Нижнекамский, которые, в свою очередь, делятся на 6 карстовых районов и 16 карстовых участков.

Вятский карстовый округ охватывает Вятский

Увал. В его пределах выделяется 3 карстовых района: Вятско-Немдинский, Кокшага-Илетский и Илеть-Казанский.

Вятско-Немдинский карстовый район расположен в северной части Вятского Увала. Карст наиболее интенсивно развит на Ивкинском, Нижнесуводьском, Медведокском и Немдинском участках.

Ивкинский карстовый участок находится в пределах куполообразного Ивкинского поднятия, сложенного известняково-гипсовой толщей верхнеказанского возраста. Карстуются преимущественно гипсы. В долине р. Ивкина (у сел. Угоры и Ивкино), а также на водоразделе рек Ивкина и Ирдыма (у деревень Пеньково, Сычево, Сороки) распространены карстовые воронки и свежие провалы до 20 м в диаметре и 3 м глубиной. Буровыми скважинами в казанских отложениях вскрыты карстовые полости, а в подземных выработках гипса у с. Угоры выявлены крупные древние пустоты, выполненные продуктами обрушения. В долине р. Ивкина, врезанной в толщу гипсоносных известняков, отмечены также погребенные карстовые воронки диаметром до 250 м, выполненные четвертичными отложениями.

Нижнесуводьский карстовый участок охватывает левобережье р. Вятки близ устья р. Суводи. Здесь наблюдаются воронки диаметром до 30 м и глубиной до 15 м.

Медведокский карстовый участок располагается на левом берегу р. Вятки к западу от р. Аркуль, охватывая центральную часть Белогорско-Уржумской антиклинали. Многочисленные карстовые воронки отмечены в Медведском бору, расположенном на левом берегу р. Вятки севернее пристани Медведок. Многие из них заняты водой и представляют собой небольшие озера. Среди них выделяется оз. Медведокское, представляющее собой систему карстовых провалов глубиной до 18 м. На склонах озера под аллювиальными песками обнажаются доломиты, залегающие на казанских гипсах, с выщелачиванием которых связано образование подземных пустот и последующее обрушение доломитового свода. Близ Медведковского озера широко распространены провальные воронки. Наиболее крупные из них диаметром до 60 м и глубиной более 50 м описаны в 2,5 км к северу от озера (Устюгов, 1956). Провалы отмечены также в долине р. Юртки, впадающей в Вятку у с. Аркуль.

Немдинский карстовый участок расположен на междуречье Вятки и Немды в пределах Кукарской антиклинали. Карстуются преимущественно известняки нижней казани. Карстовые воронки особенно типичны для правобережья нижнего течения Немды. Н. Рыбин (1940) отмечает карстовые формы у сел Подгорное и Кусакино. Около 70 воронок выявлено на левобережье р. Немды у д. Чимбулай. Воронки достигают 30 м в диаметре и 12 м глубины.

Кокшага-Илетский карстовый район занимает южную часть Вятского Увала и прилегающую к нему на западе низменную

равнину. Карстуются карбонатные и сульфатные породы казанского возраста. Карст наиболее интенсивно развит в долинах рек Илеть, Юшут, Уба, Вонча, Малонмаш, Яранка и Ировка. Широко распространены карстовые воронки и провалы до 15—50 м в диаметре и 5—15 м глубиной. Долины рек чаще безводны, но в некоторых из них встречаются обширные и глубокие озера. Такие озера отмечены, в частности, на р. Вонча у деревень Мастар, Кожлаер и Юрдур. Наиболее крупное из них оз. Юрдур, имеющее овальную форму, достигает 1700 м длины, 900 м ширины и 15 м глубины. Река Вонча, вытекая из этого озера, сразу же поглощается провальной воронкой, образуя суходол. Суходолы наблюдаются также на реках Визимбирка и Изюмка. Особенно сильно закарстовано междуречье Вончи и Ировки, известное под название Моркинской возвышенности. Здесь карст выявлен на склонах останцовых гор Большой Карман-Курук, Малый Карман-Курук, Карган-гора и Баш-Кырк, а также в долинах рек. В верховьях р. Вончи на Пумерском холме (абс. высота 200 м) в 1954 г. образовался карстовый провал диаметром 24 м и глубиной 16 м. Провальные карстовые воронки описаны также на Шотских высотах, расположенных на северо-востоке района, и в бассейнах Большой и Малой Кокшаги. Многие из них превращены в озера.

Наряду с воронками представляют интерес карстовые рвы, достигающие иногда больших размеров. Среди них выделяются рвы в верховьях рек Шойки и Вончи, где поверхность сильно закарстована. Ров на левобережье р. Шойки достигает 2,8 км длины, 50—200 м ширины и 25 м глубины, а ров в верховье р. Вонча у с. Себе-Усад имеет длину 5 км, ширину 160 м и глубину 45 м (Лаптева, 1968).

Илеть-Казанский карстовый район охватывает левобережье Воли между реками Илеть и Казанка. Карстуются карбонатные и карбонатно-сульфатные породы казанского возраста. Развита преимущественно воронки просасывания, достигающие 100 м в диаметре и 20 м глубины. Иногда они располагаются большими группами. Встречаются также провальные воронки. Крупный провал образовался в д. Полевая в 1957 г. Первоначально он имел диаметр около 60 м и глубину 9 м. При слиянии карстовых воронок образуются рвы, склоны и дно которых осложнены воронками меньших размеров. Особое положение занимает карстовый ров, расположенный вдоль северного склона Сотнурской возвышенности. Длина его около 16 км, ширина 200—500 м и глубина до 85 м (Лаптева, 1968). Здесь располагается самое глубокое карстовое озеро Вятского Увала — Морской глаз. Диаметр его 50 м и глубина 35,5 м. В этом же районе находится и другое глубокое карстовое озеро Яльчик, имеющее длину 1600 м, ширину 325 м и глубину 35 м.

Приволжско-Нижекамский карстовый округ охватывает северо-восточную часть Приволжской возвышенности и нижнее течение р. Камы. В пределах округа выделяется 3 кар-

стовых района: Мешский, Актайский и Нижнесвияжский (Чикишев, 1978).

Мешский карстовый район охватывает междуречье Казанки и низовьев Камы. На левобережье Казанки и Волги широко распространены воронки просасывания, достигающие у селений Киндери, Чингиз и Азино 150 м в диаметре и 30 м глубины. При их слиянии образуются карстовые рвы. Встречаются карстовые провалы. Наибольшей известностью пользуется провал, образовавшийся в г. Казани по ул. Островского в 1949 г. Он имел диаметр 23 м и глубину 7,5 м.

Актайский карстовый район занимает левобережье р. Камы при ее впадении в Волгу. Отмечены небольшие воронки и провалы (д. Затеевка), связанные с растворением карбонатных отложений и, возможно, линз гипса казанского возраста.

Нижнесвияжский карстовый район располагается в северо-восточной части Приволжской возвышенности, охватывая нижнее течение р. Свияги. Карстуются известняки, доломиты и гипсы верхней перми. Наиболее интенсивно карст развит на Свияжском и Сюкеевском участках.

Свияжский карстовый участок охватывает низовье р. Свияги и правобережье р. Волги. Карст отмечен у селений Улитино-Вязовые, Татарское Бурнашево, Исаково, Соболевское, Верхний Услон, на правобережье р. Сулицы (правый приток Свияги) и в бассейне р. Кубни. Карст представлен небольшими воронками, приуроченными к овражно-балочной сети и долинам рек.

Сюкеевский участок находится на правобережье р. Волги у Камского Устья. Карст особенно интенсивно развит у селений Сюкеево, Мордовские Каратаи, Антоновка, Малые Кармалы и Камское Устье. Широко распространены воронки, достигающие 20—50 м в диаметре и 5—6 м глубины. Плотность их у с. Мордовские Каратаи превышает 120 на 1 км². Встречаются провалы. В 1943 г. близ с. Сюкеево образовался провал диаметром 2 м и глубиной 20 м. Он имел вид глубокого колодца. Особенно интересны пещеры, выработанные в гипсово-доломитовой толще: Юрьевская, имеющая общую длину 360 м, Большая Сюкеевская пещера (Девичья) — 240 м и Малая Сюкеевская (Сухая, или Ледяная) — 70 м. В Сюкеевском и Антоновском рудниках в гипсах верхней казани выявлены карстовые полости.

Жигулевско-Бугульминская карстовая провинция охватывает Жигули, Соколовы горы, Сокские Яры и Бугульминско-Белебеевскую возвышенность. Карстуются карбонатные и сульфатные породы верхнего карбона и перми. Карст приурочен в основном к положительным тектоническим структурам и речным долинам. Сведения о карстовых явлениях содержатся в работах С. Никитина (1889), М. Э. Ноинского (1905), А. С. Баркова (1932), Н. И. Кузина, Ю. Н. Проферансова (1934), А. А. Чернова (1934), Б. В. Васильева (1949, 1962, 1966), А. Ф. Якушевой (1949), Д. С. Соколова (1959), Г. В. Вахрушева (1961), А. И. Отрешко (1962, 1965),

А. В. Ступишина (1963, 1967), Х. Г. Ишмуратова и А. Г. Мусина (1964), А. Г. Мусина (1966).

Карстовые формы представлены воронками, котловинами, суходалами, логами и пещерами. Воронки достигают 100—150 м в диаметре и 20 м глубины. Некоторые из них заняты водой и представляют собой озера. По мнению Г. В. Вахрушева (1961), озера Кандрыкуль (длина 8,1 км, глубина 15 м) и Асликуль (длина 6,6 км, глубина 7 м) имеют карстовое происхождение. Самая крупная карстовая пещера Новая достигает длины 120 м. Буровыми скважинами в известняках и доломитах карбона и девона выявлены подземные карстовые полости высотой до 1—3 м. Выделяется два этажа глубинного карста. Первый располагается на глубинах 790—1040 м в отложениях нижнего карбона, а второй — на глубине 1240—1700 м в карбонатных породах верхнего девона. Наиболее крупная полость высотой 3,2 м отмечена на глубине 1707 м. Эти формы в значительной мере являются древними палеокарстовыми образованиями, в то же время наличие циркуляционных вод в отложениях нижнего карбона и верхнего девона «свидетельствует о современных глубинных процессах выщелачивания в трещиноватых растворимых карбонатных породах, а также о живучести карстовых явлений на значительных глубинах от поверхности, где имеются явления древнего... карста» (Ступишин, 1967, с. 229).

Жигулевско-Бугульминская карстовая провинция подразделяется на 6 карстовых районов, которые объединяются в 2 карстовых округа: Бугульминско-Белебеевский и Соко-Жигулевский.

Бугульминско-Белебеевский карстовый округ территориально совпадает в основном с Бугульминско-Белебеевской возвышенностью. В его пределах выделяется 3 карстовых района: Нижнеикский, Мензеля-Шешминский и Икско-Усенский.

Нижнеикский карстовый район охватывает нижнее течение р. Ик и правобережье р. Камы в южной части Сарапульской возвышенности. Выделяется карстовый участок на правом берегу р. Камы в долине р. Салауши, впадающей справа в р. Иж. Карстовые воронки находятся на пойме р. Салауши. Это небольшие заросшие провалы до 25 м в диаметре и 4 м глубиной. Карстовые воронки выявлены также в низовьях р. Ик.

Мензеля-Шешминский карстовый район располагается в западной половине Бугульминско-Белебеевской возвышенности. Карстуются гипсы и известняки казанского яруса. Карст отмечен преимущественно на Рангазарском и Акташском участках.

Рангазарский карстовый участок расположен на междуречье верхнего течения Мензеля и Мелля. Воронки отмечены у селений Кульметьево, Муртыш-Тамак и Рангазар. Они достигают 80 м в диаметре и 20 м глубины. Акташский карстовый участок находится на правобережье р. Степной Зай. Здесь у с. Калейкино в 1939 г. образовался провал поперечником около 5 м и глубиной 52 м. Этот провал-шахта, получивший название Акташского, является одним из самых глубоких на Русской равнине. Расположенный недалеко

от него старый (голоценовый) Бигашевский провал представляет собой воронку эллиптической формы длиной до 75 м и глубиной 6 м. Нескольких древних блюдцеобразных воронок диаметром 45—70 м и глубиной 4—6 м описаны также в окрестностях г. Альметьевска. Они имеют, по-видимому, древнечетвертичный возраст.

Икско-Усенский карстовый район охватывает восточную часть Бугульминско-Белебеевской возвышенности. Карстуются преимущественно гипсы кунгурского яруса нижней перми. Карст широко распространен в долине р. Ик и в долинах его притоков Стерля, Бавлинка, Ютаза, Дымка, Усень и других.

Особенно интенсивно карст развит на Сасыкульском, Байрякинском, Бавлинском, Максютловском, Нижнеусенском и Знаменском участках.

Для Сасыкульского участка, охватывающего низовье р. Стерля, и Байрякинского участка, расположенного на левобережье р. Ик к югу от Чекана, характерны небольшие воронки. На Бавлинском участке, на левом берегу р. Ик, карстовые воронки отмечены у селений Новые Бавлы, Кзыл-Яр, Вешневка, Алабакуль, Екатериновка, Апсалямово и Уруссы. Они преимущественно небольшие и неглубокие. Лишь некоторые воронки достигают 100—150 м в диаметре и 5—6 м глубины. Встречаются свежие провалы. Максютловский карстовый участок находится на правобережье р. Ик между пос. Октябрьским и с. Бетьки. У селений Муллино, Московка, Максютлово, Япрык и Бетьки широко распространены карстовые воронки, колдцеобразные провалы и котловины, развитые в гипсово-доломитовых породах нижней перми. Здесь же описаны карстовые пещеры Новая, Ледяная и Водяная. Наиболее крупная из них пещера Новая, состоящая из пяти протов, достигает длины 120 м. Небольшие карстовые воронки и ниши встречаются также в нижнем течении р. Усень и в долине р. Кутузинки (Знаменский участок).

Соко-Жигулевский карстовый округ охватывает Жигули, Соколовы горы и Сокские яры в пределах Соко-Жигулевских поднятий. Округ подразделяется на 3 карстовых района: Сокский, Самаро-Иргизский и Жигулевский, границы между которыми проходят по Волге и Самаре.

Сокский карстовый район охватывает бассейн р. Сок и низовья р. Самары. Карстуются гипсы и известняки нижней перми. Карстовые формы представлены воронками, котловинами и слепыми балками. Воронки наиболее широко распространены в окрестностях г. Куйбышева, у сел Старо-Семейкино, Ново-Семейкино, Красная Глинка, Водино, Николаевка, Алексеевка, Русская Селитьба, Сергиевск, Серноводск, Исаклы и Камышлы. Самые крупные воронки диаметром до 150 м и глубиной 40 м (Сосновая Яма и Шоркина Яма) отмечены у с. Алексеевка. Здесь же в 1956 г. произошел новый провал, достигающий глубины 30 м (Отрешко, 1962, 1965). Некоторые воронки заполнены водой сероводородных источников (оз. Голубое у Серноводска и озеро восточнее с. Старо-Якушки).

но). У с. Водино описана карстовая пещера длиной около 60 м. Буровыми скважинами на разной глубине выявлены многочисленны́е подземные карстовые полости, выполненные обычно глинной.

Самаро-Иргизский карстовый район протягивается полосой (шириной до 40 км) от низовьев р. Самары до среднего течения р. Б. Иргиз. Карстуются пермские известняки и загипсованные доломиты, а также известняки и доломиты карбона. Карстовые формы приурочены главным образом к эрозионным врезам. Карст описан у селений Троевское, Воскресенка, Черноречье, Каменный брод, Колдыбань, Волчанка и у г. Пугачева. Наиболее распространены воронки диаметром до 50—100 м и глубиной до 10—15 м. Встречаются слепые балки. Одна из них на левом берегу р. Чапаевки заканчивается воронкой диаметром 150 м и глубиной 20 м с водопоглощающим понором на дне. На реках Сухая Вязовка, Овсянка и Чагара развиты суходолы.

Жигулевский карстовый район охватывает Самарскую Луку. Карстуются известняки, доломиты и гипсы перми и верхнего карбона. Карстовые воронки и провалы встречаются у селений Александровка, Аскулы, Винновка, Гаврилова Поляна, Бахилова, Дмитровское и Шелехметь. Воронки отмечены также в долине р. Усы. Они достигают 100 м в диаметре и 20 м глубины. Самый крупный провал образовался в 1861 г. у с. Александровка. Первоначально он имел диаметр 42 м и глубину 12 м. Среди подземных образований отмечены небольшие (до 17—20 м длины) пещеры.

Широко развиты древние погребенные карстовые воронки, которые достигают 500 м в поперечнике и 17 м глубины. Возраст их определяется как доюрский. К некоторым из древних воронок приурочены современные формы (Барков, 1932, 1957). В пермских отложениях широко развиты брекчиевидные отложения, образование которых одни исследователи (Ноинский, 1905; Соколов, 1962; Родионов, 1963) связывают с выщелачиванием гипсов и обрушением сводов карстовых пустот, а другие (Ступишин, 1963, 1967) — с обрушением доломитов в полости, возникшие в результате выщелачивания прослоев крупнокристаллических известняков, и дальнейшей их цементацией кальцитом. Буровыми скважинами на значительных глубинах (до 200 м и ниже) выявлены крупные (до 8—10 м) карстовые полости.

Уфимско-Камская карстовая провинция располагается в восточной части Русской равнины, протягиваясь относительно узкой полосой вдоль Урала между реками Камой и Уфой. Она охватывает Уфимское плато, которое переходит на западе в холмистую равнину. Карстуются сульфатные и карбонатные породы артинского и кунгурского ярусов нижней перми. Особенно интенсивно карст развит на участках распространения сульфатных пород, где встречаются крупные карстовые воронки, котловины, рвы, суходолы и пещеры (Федоров, 1883; Иванов, 1897, 1899; Каптерев, 1913; Варсанюфьева, 1915, 1916; Бирилова, 1934; Ламакин, 1934; Богословский, 1940; Голубева, 1951, 1953, 1955, 1956; Лыкошин, Соколов,

1954; Горбунова, 1956, 1958, 1960, 1965; Максимович, Горбунова, 1958; Бутырина, 1960, 1962, 1968; Турышев, 1960, 1962, 1968; Ткалич, 1961; Лукин, 1964, 1966; Максимович, 1966; Кудряшов, Мартин, 1969; Мартин, 1970, 1973; Панарина, 1973).

Наиболее широко распространены воронки, достигающие 100—120 м в диаметре и 25—30 м глубины. Плотность их местами составляет 300—500 на 1 км². При слиянии отдельных воронок нередко образуются крупные карстовые котловины до 400 м в поперечнике и 30 м глубиной. Особое положение занимают обширные (до 4 км длины и 100 м глубиной) котловины типа полей — Дикоозерская, Мазуевская, Бурцевская и другие, расположенные на восточном склоне Уфимского плато. Формирование их связано с интенсивным выщелачиванием гипсов кунгура вдоль контакта с карбонатными породами подземными водами, стекающими с центральных частей плато (Турышев, 1960). Среди карстовых суходолов выделяется суходол на р. Яманьелга, которая 60 км течет под землей. Здесь же расположен крупнейший в Советском Союзе карстовый источник Красный Ключ, имеющий среднегодовой расход 12,46 м³/с (Мартин, 1970).

Подземные карстовые формы представлены пещерами, полостями и кавернами. Самая крупная — Кунгурская ледяная пещера имеет длину 5600 м. Каверны и полости, развитые в гипсах и известняках, достигают иногда 5—10 м в поперечнике. Они полностью или частично заполнены глинистым материалом или кальцитом. Особенно широко подземные полости распространены в долинах рек. В долине р. Сылвы, например, на глубине 20—27 м в гипсах кунгура бурением вскрыты полости до 6 м в поперечнике, а в долинах рек Кишерти и Мазуевки полости такого же размера, по которым в виде разобщенных потоков циркулируют напорные воды, были выявлены на глубине 50—90 м. Интересны древние погребенные карстовые воронки и котловины, выполненные мезозойскими и палеогеновыми отложениями. На интенсивное развитие древних карстовых процессов указывают также карстовые брекчии, отмеченные на восточном и западном склонах Уфимского плато.

Глубинный карст выражен несколькими ярусами палеозойского палеокарста (Максимович, 1966). Наиболее глубокие послепалеогеновые карстовые образования отмечаются скважинами в девонских карбонатных породах близ Ярино, Полазны, Кунгура и Орды на глубине 1800—2200 м.

Уфимско-Камская карстовая провинция подразделяется на 2 карстовых округа: Бельско-Чусовской и Уфимский, которые, в свою очередь, делятся на 7 карстовых районов.

Бельско-Чусовской карстовый округ охватывает равнинную территорию, протянувшуюся вдоль Уфимского плато между реками Белой и Чусовой. В пределах округа выделяется 4 карстовых района: Бирский, Иренский, Сергинский и Полазнинский.

Бирский карстовый район расположен между реками Белая, Уфа и Туй. Карст отмечен на Тегерменевском, Благовещенском, Уфимском и других участках, где карстуются сульфатные и карбонатные породы нижней перми. Лучше всего карст изучен на Уфимском участке, охватывающем междуречье Белой и Уфы между Уфой и Черниковском. Здесь особенно интенсивно закарстованы правые крутые склоны долин Белой и Уфы, где гипсово-ангидритовая толща кунгура выходит на поверхность. Наибольшей известностью пользуется Уфимский Косогор, характеризующийся активным развитием карстовых процессов. Детальное обследование его было проведено еще Д. Л. Ивановым (1897, 1899), выявившим вдоль железной дороги на протяжении 38 км 20 свежих провалов диаметром до 7 м и глубиной до 8 м, образовавшихся с 1890 по 1894 г. Среди поверхностных форм наиболее широко распространены воронки, достигающие 100 и даже 200 м в диаметре и 20 м глубины. Плотность их составляет 15—20 на 1 км². Ежегодно отмечаются провалы. Выделяется провал на Уфимском Косогоре 1927 г., когда образовалась полость глубиной 14 м и объемом 8000 м³. Встречаются колодцы глубиной до 17 м (с. Ново-Турбаслы). Наиболее крупная котловина расположена в г. Уфе у мясокомбината. Диаметр ее около 400 м, а глубина 60 м (Кудряшов и Мартин, 1969). На дне котловины находится понор. В обрывах рек отмечаются небольшие (до 10 м длины) пещеры. Буровыми скважинами выявлены подземные карстовые полости, приуроченные к зоне вертикальной и горизонтальной циркуляции подземных вод. Они обычно выполнены суглинком, глиной и мелкозернистым песком. Иногда полости достигают 5 и даже 10 м в поперечнике. Так, у Софроновской пристани при строительстве моста через р. Белую на глубине 14 м была вскрыта полость поперечником в 6,5 м. Широко развиты древние карстовые воронки и котловины, выполненные неогеновыми и четвертичными отложениями. Некоторые достигают 400 м в диаметре и 60 м глубины (Ткалич, 1961).

На Благовещенском карстовом участке большой интерес представляют пещеры, развитые в гипсах кунгура. Наиболее крупная пещера, расположенная на правом берегу р. Белой в 2 км выше г. Благовещенска, имеет длину 300 м.

Иренский карстовый район охватывает бассейн р. Ирени. Карстуются гипсы, ангидриты, известняки и доломиты кунгурского яруса нижней перми. Карстовые формы представлены каррами, воронками, понорами, котловинами, слепыми логами, суходолами, рвами и пещерами. Особенно широко распространены воронки, достигающие иногда 120 м в диаметре и 25 м глубины. Они распределены, однако, крайне неравномерно. В некоторых местах плотность воронок составляет 200—250 на 1 км² (Голубева, 1955). Много свежих провалов, нередко имеющих вид глубоких (до 16 м и более) колодцев. Иногда они вскрывают крупные подземные полости. Так, в пос. Бабинская Гора, расположенном на правом берегу р. Бабки в 5 км западнее г. Кунгура, в 1957 г. образовался

карстовый провал диаметром 2 м и глубиной 10 м, который вел в полость длиной 220 м, выработанную в сульфатных породах кунгура. Карстовые котловины отмечены у селений Шляпники, Медянка и Суда. Наиболее крупная из них находится на левом берегу р. Ирени у д. Пихтари. Длина ее около 1000 м, ширина 700 м и глубина 10 м. Дно котловины усеяно блюдцеобразными воронками, заполненными водой или заболоченными. Другая крупная котловина расположена в нижнем течении Ирени в 2,5 км южнее Новой Деревни. Она имеет овальную форму. Длина котловины 350 м, ширина 200 м и глубина 15 м (Голубева, 1956).

К исчезающим рекам относятся Тураевка, Малый Телес, Аспа, Судинка и другие. Суходола на р. Судинке имеет протяженность около 650 м. Длина суходола на р. Тураевке достигает 1200 м. Широко распространены слепые лога, заканчивающиеся обычно крупной карстовой воронкой, на дне которой имеется понор. Примером может служить лог, находящийся южнее д. Верхний Кунгур. Длина его около 400 м, ширина до 50 м. Он расположен перпендикулярно долине р. Кунгур и заканчивается двумя слившимися крупными коническими воронками с понорами на дне. Сток в лог идет не к долине р. Кунгур, а в обратном направлении — к воронкам. Такие же лога отмечены у Красного Ясыла и Орды (Шимановский, 1963). На склонах долин Ирени и Бабки близ селений Неволино, Мериново, Саркаево, Казаево и Ергач развиты карстовые рвы, приуроченные к трещинам разгрузки (Лукин, 1966). В низовьях р. Ирени на правом склоне Патрина лога в обнажении гипса отмечены небольшие карры. Среди карстовых пещер выделяются Нижнемихайловская-2 (длина 721 м), Уинская ледяная (400 м), Пономаревская (185 м), Нижнемихайловская-1 (140 м) и Дмитриевская (95 м).

Сергинский карстовый район расположен в нижнем течении р. Сылвы и приурочен к северному погружению Уфимского вала. Карстуются карбонатные и сульфатные породы кунгура. Особенно широко распространены воронки. На обрывистых склонах молодых воронок иногда выходят коренные породы. Наиболее крупные воронки достигают 50 м в диаметре и 15 м глубины. Плотность их в некоторых местах составляет 200—300 на 1 км² (рис. 42). Воронки нередко заполнены водой. К крупным карстовым озерам относится озеро в д. Безукладниково (на междуречье Сылвы и Шаквы). Длина его 150 м, ширина 110 м и глубина 10 м. Карстовые озера встречаются также у селений Камышное, Удалово, Поляково и Климково. Часты молодые провалы. Особенно интересны они в излучине р. Сылвы у д. Верхние Пеньки, где в 1956 г. одновременно образовалось четыре провала, расположенные по линии северо-восточного простиранья. Наибольший из них имел длину 22 м, ширину 17 м и глубину 5 м.

Наряду с воронками отмечаются котловины, рвы, суходолы и лога (рис. 43). На обнажениях гипса у пос. Посад-Кишерть развиты небольшие карры. Карстовые рвы, связанные с трещинами

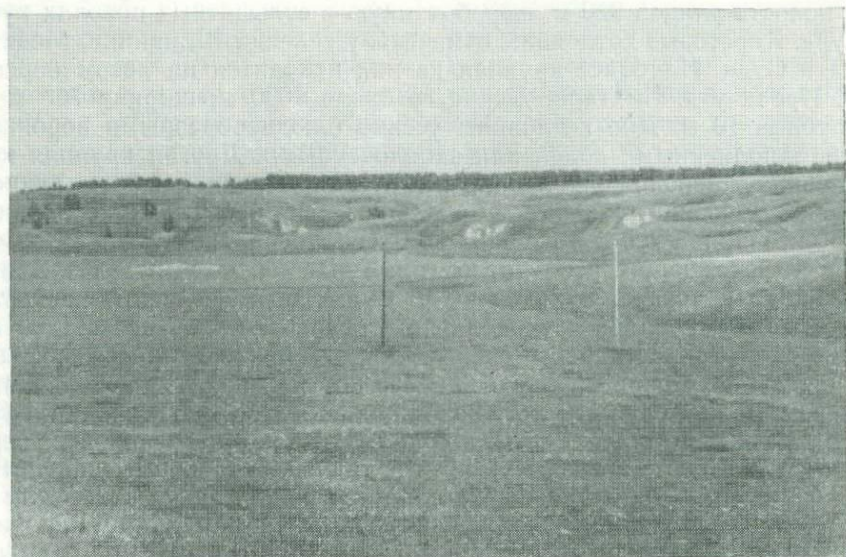


Рис. 42. Сильно закарстованный левый берег р. Мечки у дер. Родново

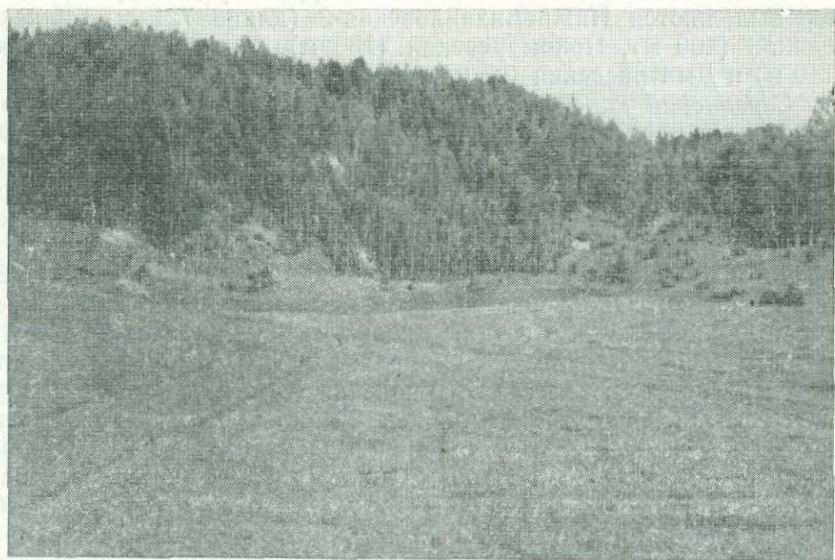


Рис. 43. Зуятовский карстовый лог у дер. Зуяты

разгрузки, описаны в долине р. Сылвы у деревень Подкаменная, Черники, Зуяты, Закурьи, Ломотино и Алебастрово (Лукин, 1966). Долина Серьги в верховьях (до д. Савино) безводна.

Особый интерес представляют пещеры. Наиболее крупные из них Кунгурская ледяная (длина 5600 м), Зуятская (900 м), Кичменская ледяная (450 м), Большая Мечкинская (350 м) и Закурьинская (300 м).

Кунгурская ледяная пещера находится на правом берегу р. Сылвы близ г. Кунгура. Она образовалась в гипсах и ангидридах верхнего кунгура нижней перми, которые чередуются с незначительными по мощности слоями известняков и доломитов. В пещере насчитывается 58 гротов, достигающих высоты 20—25 м. Самый крупный из них грот Географов, расположенный в Заозерной части пещеры. Длина его 155 м, ширина 32 м, площадь более 3000 м². Общая длина всех гротов и проходов пещеры, расположенных на площади 0,37 км², составляет 5600 м. Гроты и проходы Кунгурской пещеры вытянуты в северо-западном и северо-восточном направлениях, совпадающих с двумя господствующими взаимно перпендикулярными системами тектонической трещиноватости. Буровыми работами и электроразведочными исследованиями установлено четыре этажа Кунгурской пещеры. По высоте полости нижнего этажа соответствуют пойме и первой надпойменной террасе (5—8 м) р. Сылвы.

В пределах района скважинами во многих местах выявлены крупные карстовые полости. Особенно широко они развиты в долине Сылвы, где под руслом в гипсах вскрыты полости до 6 м в поперечнике, заполненные обломочным материалом (Максимович, 1966).

Полазнинский карстовый район охватывает левобережье р. Камы между низовьями Чусовой и Добрянки. Карст приурочен к долинам рек и куполообразным поднятиям, осложняющим Краснокамско-Полазнинский и Ярино-Каменноложский валы. Карстуются преимущественно переслаивающиеся с известняками и доломитами гипсы и ангидриты кунгура. Они выходят на поверхность или залегают на небольшой глубине под известняками, песчаниками и глинами соликамской свиги и рыхлыми четвертичными отложениями.

Среди поверхностных карстовых форм преобладают воронки, достигающие иногда 80—120 м в диаметре и 20—25 м глубины. Плотность карстовых воронок составляет в некоторых местах на правобережье р. Чусовой 230 (у д. Гари), а в бассейне р. Косьвы даже 450 (у д. Бояново) на 1 км² (Горбунова, 1956; Бутырина, 1975). Однако средняя плотность карстовых воронок для всего Полазнинского района, имеющего площадь около 2000 км², не превышает 1,2 на 1 км², поскольку на этой территории выявлено в настоящее время около 2400 карстовых воронок. Причем большая часть их находится на Константиновском участке, где на площади 28,1 км² закартировано 1640 карстовых воронок (Бутырина,

1975). Некоторые воронки заполнены водой и представляют собой озера. Повсюду встречаются молодые провалы. Только у с. Таборы за 78 лет (с 1885 по 1962 г.) в радиусе 2—2,5 км образовалось 12 провалов и просадок (Бутырина, 1975). Наряду с воронками отмечаются котловины. Выделяется котловина в долине р. Мутной у д. Мутная, имеющая поперечник около 1 км и глубину до 100 м. Склоны ее крутые. Другая крупная котловина расположена в долине р. Полазны, ниже впадения Каменного лога. Длина этой котловины 1300 м, а ширина 450 м. Северная часть ее занята озером длиной 198 м, шириной 115 м и глубиной 10 м. К исчезающим рекам относятся Талая, Пелуча, Сухая, Васькина, Сухая Мутная и другие. По берегам рек отмечены небольшие пещеры.

С созданием Камского водохранилища карст резко активизировался. На крутых гипсовых берегах водохранилища интенсивно развивается своеобразный «береговой карст» в виде ниш, пещер и полостей.

Полазнинский карстовый район подразделяется на 4 карстовых участка: Константиновский, Добрянский, Фоминский и Куликовский.

Уфимский карстовый округ охватывает Уфимское плато. В его пределах выделяется 3 карстовых района: Сылвинский, Сарский и Яманьелгинский.

Сылвинский карстовый район территориально совпадает с Сылвинским краем, являющимся северным окончанием Уфимского плато. Карстуются карбонатные и сульфатные породы артинского и кунгурского ярусов нижней перми, перекрытые четвертичными суглинками. Карст весьма интенсивен, особенно в окрестностях селений Усть-Кишерть, Куделькино, Низкое, Дикое Озеро, Мазуевка, Бурцево, Суксун, Ключи и Брехово. Наиболее широко распространены воронки, достигающие 85 м в диаметре и 35 м глубины. Плотность их иногда составляет 50—100 и более на 1 км². Только на правом берегу р. Иргины у сел Ключи и Брехово описано более 500 карстовых воронок. Интересны молодые провалы. Выделяется Бреховский провал, образовавшийся южнее д. Брехово на дне старой карстовой воронки. Первоначально он представлял собой карстовую шахту диаметром 10 м и глубиной 45 м. Наряду с воронками развиты крупные карстовые и карстово-эрозионные котловины, приближающиеся иногда по своим размерам и гидрогеологическим особенностям к полям. К таким котловинам относятся Низковская, Бурцевская, Дикоозерская и Мазуевская. Дикоозерская котловина достигает 4 км длины, 1,8 км ширины и 90 м глубины, а Мазуевская — 3 км длины, 1,5 км ширины и 100 м глубины (Горбунова, Бутырина, 1970). На дне котловин отмечены многочисленные карстовые озера до 400 м длины (Дикое, Карасье) и 19 м глубины (Круглое, Нижнеодинское).

Широко распространены карстово-эрозионные лога, образующиеся в результате слияния линейно расположенных воронок, и суходола, заполняющиеся водой только в весеннее время. Дно

карстовых логов неровное, часто осложнено воронками. Так, в устьевой части лога Ежикова яма насчитывается 19 воронок до 48 м диаметром и 20 м глубиной. Карстовые суходолы отмечаются на реках Сединка, Мазуевка, Советянка, Ключи, Иргина и других. Суходолом является верховье р. Кишертки, представляющее собой узкую сухую долину, на крутых склонах которой обнажаются известняки. Водоток появляется лишь у д. Низкое, где выходят восходящие карстовые источники, питающие реку. Небольшие пещеры и ниши развиты в известняках и брекчиях в Пещерном логу в окрестностях с. Советная и в Белом Камне на Иргине. К наиболее крупным пещерам относятся Бурцевская и Мазуевская (Варсанофьевой), которые выработаны в гипсах. Мазуевская пещера, вход в которую находится на дне огромной карстовой воронки, имеет длину 65 м.

На интенсивное развитие древних карстовых процессов указывает широкое распространение брекчий вдоль восточного крыла Уфимского вала. Образование их связано с обрушением карбонатных пород над подземными полостями в сульфатных отложениях кунгура. Полоса карстовых брекчий в Сылвинском районе имеет протяженность 40 км, ширину до 2 км и общую площадь 60 км².

Сарский карстовый район занимает северную часть Уфимского плато между реками Уфа и Сарс. Карстуются карбонатные породы нижней перми. Среди карстовых форм особенно интересны пещеры и шахты. Выделяется шахта Саранская, расположенная в 3 км западнее пос. Нижняя Сарана. Глубина ее 49 м, а длина 117 м.

Яманьелгинский карстовый район охватывает южную половину Уфимского плато. Карстуются карбонатные отложения нижней перми. Карст отличается большим разнообразием, особенно в долинах рек, которые глубоко (100—150 м) врезаны в толщу сакмаро-артинских известняков. Воронки преимущественно небольшие. Плотность их обычно не превышает 10—20 на 1 км². В восточной части района на склонах Большой и Малой Тастубы интересны чащеобразные углубления, образование которых связано с интенсивным выщелачиванием рифовых известняков карбона тальми водами в местах скопления снега (Ламакин, 1934). Типичны суходолы. Они отмечаются на реках Яманьелга, Сарва, Аскан, Красный Камень, Саула, Кизилташ и других. Особое положение занимает р. Яманьелга. Она начинается в отрогах хр. Каратау и в пределах Уфимского плато 60 км течет под землей. Недалеко от впадения в р. Уфу Яманьелга выходит на поверхность мощным источником, который называется Красный Ключ. Он выходит из двух карстовых воронок, развитых в артинских известняках в основании левого коренного берега р. Уфы. Диаметр основной воронки 70 м, а глубина 38 м. Максимальный расход источника 58 м³/с, минимальный — 5,15 м³/с, а среднегодовой 12,46 м³/с. Водосборная площадь Красного Ключа около 700 км² (Мартин,

1970). Отмечены небольшие (до 50 м длины — Камень Сабакай) пещеры. Буровыми скважинами выявлены палеокарстовые полости, а также древние погребенные формы, выполненные олигоцен-миоценовыми песчано-глинистыми отложениями.

Дема-Уфимская карстовая провинция располагается на юго-востоке Русской равнины, протягиваясь неширокой полосой вдоль Урала между реками Уфой и Илек. Карстуются гипсы, ангидриты, каменная соль, известняки и доломиты нижней перми, а также мергели и мел верхнего мела. Карстовые формы весьма разнообразны: воронки, котловины, колодцы, лога, суходолы, останцы, карры, ниши, пещеры и подземные полости (Журенко, 1957; Вахрушев, 1961; Сагитова, 1961, 1965; Ишкузина, 1974; Верзаков, Костарев, 1968; Пospelова, 1968; Мартин, 1973, 1975). Карстовые воронки достигают 50—80 м в диаметре и 25 м глубины. Плотность их в некоторых местах составляет 150—200 на 1 км². Своеобразны гипсовые останцы, расположенные в низовье р. Аургазы. Самый крупный из них имеет длину 230 м, ширину 140 м и высоту 15 м. Встречаются карстовые источники с дебитом до 40—50 л/с и более. Во многих местах отмечены пещеры длиной до 500—800 м (Ишеевская, Куэшта).

Особое положение занимает карст в известковых туфах, покровы которых площадью до 0,3 га и мощностью до 10 м распространены на склонах долин и балок на участках, сложенных карбонатными фациями казанского возраста. В известковых туфах развиваются карры, поноры, ниши и небольшие (длиной до 12 м) пещеры (Попов и др., 1975).

В кунгурских гипсах на глубине 25—50 м буровыми скважинами вскрыты карстовые полости до 6 м в поперечнике. Все они приурочены к зонам вертикальной и горизонтальной циркуляции подземных карстовых вод. Ниже водоносного горизонта часто залегают массивные пластовые ангидриты, являющиеся водоупором. В некоторых местах обнаружены погребенные карстовые формы, выполненные меловыми и неогеновыми отложениями.

Дема-Уфимская карстовая провинция подразделяется на 3 карстовых округа: Бельско-Уршакский, Нижнебельский и Сакмаро-Илекский, которые, в свою очередь, делятся на шесть карстовых районов.

Бельско-Уршакский карстовый округ охватывает междуречье Демы и Уршака, а также левобережье р. Белой в низовьях Демы и Чермасана. В пределах округа выделяется 2 карстовых района: Чермасанский и Демский.

Чермасанский карстовый район расположен на левом берегу Белой между реками Дема и Чермасан. Карст наиболее интенсивно развит в восточной части района у с. Жуково, где встречаются крупные карстовые воронки и озера (озеро Ибрашкино), приуроченные к гипсам кунгура.

Демский карстовый район занимает междуречье Демы и Уршака. Карстуются преимущественно гипсы нижней перми. Пре-

обладают воронки, достигающие 30 м в диаметре и 15 м глубины. Лучшее всего карст изучен на Чесноковском, Шкаповском и Азнаевском участках.

Нижебельский карстовый округ охватывает междуречье Уршака и Белой, а также правобережье Белой до границы с Уралом. В пределах округа выделяется 2 карстовых района: Симский и Стерлитамакский.

Симский карстовый район расположен на междуречье Уфы и Сима в северной части Рязано-Охлебининского вала. Карстуются гипсы и ангидриты кунгура. Карст весьма интенсивен. Воронки достигают 50 м в диаметре и 20 м глубины. Иногда они имеют сплошное распространение. Такое карстовое поле, известное под названием «Страшное место», находится, например, на правом берегу р. Белой близ устья р. Сим. Характерны карстово-эрозионные лога и овраги. К исчезающим рекам относится Манчаза (правый приток Белой). По берегам рек встречаются сильно закарстованные отвесные гипсовые обрывы. Среди них выделяется Большая Колпак, расположенный на правом берегу р. Белой у с. Охлебинино. Длина его 300 м, а высота до 100 м. К наиболее крупным пещерам относятся Куэшта (длина 571 м) и Охлебининская (длина 200 м). Пещера Куэшта расположена на правом берегу р. Сим в 1,5 км к западу от д. Кузнецовка. Она образовалась в гипсах и ангидритах кунгура. Пещера сквозная. Длина основного коридора 410 м, а общая протяженность всей пещеры 571 м. В пещере выделяется четыре грота, которые соединяются широкими (до 8 м) и высокими (до 4 м) проходами. Самый большой грот Кружковцев достигает 45 м длины, 21 м ширины и 6 м высоты. По дну пещеры медленно течет ручей, который в отдельных местах расширяется до 2,5 м и достигает глубины 0,7 м. В Симском районе карст наиболее широко распространен на Иглинском, Нагаевском, Охлебининском, Кузнецовском и Петровском участках.

Стерлитамакский карстовый район занимает междуречье Белой и Уршака. Карстуются преимущественно гипсы и ангидриты кунгура. Карст весьма разнообразен и интенсивен, особенно в долинах рек Аургазы, Узенья, Карламана, Селеука и Зигана. Карстовые воронки достигают 80 м в диаметре и 20 м глубины (Тоблазы, Софиполь, Ибраево и др.). Они расположены обычно группами или вытянуты в цепочку. Часты провалы. Так, весной 1940 г. в 1,5 км к югу от пос. Сахаево образовалось 9 провалов диаметром до 20 м. Встречаются карстовые колодцы диаметром 2—5 м и глубиной до 20 м. Особенно широко они распространены на правом берегу р. Аургазы у д. Калчир-Бураново и в массиве Кызыкташ. Во многих местах отмечены карстовые озера. К периодически (через 5—6 лет) исчезающим озерам относится озеро Урал, расположенное в 3 км от Толбазов. Длина его 150 м, ширина 60 м и глубина 5 м. На карстовых реках Аургаза, Карламан, Сухой Карламан и Сагылъелга образуются типичные суходолы. Особенно интересна Аургаза, долина которой врезана в гипсы и ангидриты кун-

гура. На дне этой реки и склонах ее долины развиты воронки, провалы, колодцы, карры и пещеры. В пределах района описаны довольно крупные пещеры: Ишеевская (длина 800 м), Большая Курманаевская (500 м) и Карламанская (198 м). Ишеевская пещера находится на правом берегу р. Селеук в 1 км от д. Ишеево. Она образовалась в гипсах кунгура. Пещера состоит из четырех полостей, соединенных одним ручьем и имеющих входы и выходы в одних и тех же карстовых воронках. Пещера, по-видимому, двухэтажная, общая длина ее около 800 м. Наиболее активно карст развит на Булгаковском, Верхнеузенском, Курманаевском, Толбазинском, Карламанском, Нижнезилымском и Ишеевском участках.

Сакмаро-Илекский карстовый округ располагается на юге Приуралья. В его пределах выделяется 2 района: Якшимбетовский и Илецкий.

Якшимбетовский карстовый район охватывает междуречье Б. Кургазы и Б. Юшатыря, протягиваясь на север до низовьев Нугуша. Карстуются преимущественно сульфатные породы кунгура. Карст наиболее широко развит в долинах рек Б. Кургаза, Салмыш, Б. Юшатырь и Чебенки у деревень В. Муталово, Имангулово, Толкун, Красный Яр и Надеждинка (Журенко, 1957). В основном развиты карстовые воронки. Диаметр их не превышает 10—15 м, а глубина 5—15 м. На дне многих воронок находятся поноры. Карст отмечается также на водоразделе рек Белой и Нугуша в районе широтного их течения. Здесь встречаются воронки до 50 м в диаметре и 20 м глубиной.

Илецкий карстовый район располагается в среднем течении р. Илек. Карстуются каменная соль, гипсы, ангидриты и меломергельные породы нижней перми и верхнего мела. Соляной карст приурочен к купольным структурам и особенно к Илецкому куполу, расположенному на водоразделе Большой Елшанки (правый приток р. Илек) и Песчанки (приток Малой Елшанки). Реки М. Елшанка и Песчанка протекают непосредственно по соляному куполу и принимают активное участие в выщелачивании соляной залежи. Поверхность соляного купола сильно закарстована. Здесь широко развиты воронки, лога и блюдца. На обнажениях соляных скал отмечаются каверны, соляные зубья (кинжалы), карры и ниши. Наряду с поверхностным карстом отмечается подземный как современный, так и древний, «развивавшийся в естественных условиях в прошлом на боковом контакте соли с водоносными горизонтами» (Поспелова, 1968, с. 148). Зона наиболее интенсивной закарстованности приурочена к контакту сульфатных пород с каменной солью. В сульфатно-соленосной толще купола карст выявлен до глубины 350 м.

Поверхностная и подземная добыча каменной соли на Соль-Илецком месторождении определила резкую активизацию антропогенного карста. Это привело, в частности, к прорыву вод и дальнейшему затоплению огромной подземной Старой камеры, в связи

с чем поверхность купола оказалась закарстованной на глубину до 150 м. В результате затопления надсолевыми водами солевого карьера в 1906 г. в центральной части Илецкого купола образовалось озеро Развал. Оно достигает почти 300 м длины, 240 м ширины и 20 м глубины. В настоящее время на территории месторождения ежегодно возникают воронки антропогенно-карстового происхождения. Диаметр и глубина их достигают 16 м. Чаще всего воронки образуются весной, иногда летом после сильных ливневых дождей. Особенно интенсивно антропогенно-карстовые процессы развиваются на северо-восточном берегу оз. Развал и между озерами Дунино и Малое Городское.

Наряду с каменной солью карстуются также песчистый мел и мергели верхнего мела. Меловой карст, представленный оврагами, небольшими воронками и блюдцами, отмечен в окрестностях Солялецка, у сел Покровка и Акбулак (Поспелова, 1968).

СРЕДНЕРУССКО-ПРИВОЛЖСКАЯ КАРСТОВАЯ ОБЛАСТЬ

Среднерусско-Приволжская карстовая область занимает южную половину Среднерусской возвышенности и большую часть Приволжской возвышенности, которые разделяются Окско-Донской равниной. В пределах области выделяется 2 карстовые провинции: Южно-Среднерусская и Приволжская.

Южно-Среднерусская карстовая провинция охватывает южную половину Среднерусской возвышенности и Калачскую возвышенность. В ее пределах карстуются мело-мергельные породы верхне-мелового возраста (турон, коньяк, частично сантон). Наибольшей растворимостью отличаются чистые, не содержащие глинистых примесей разновидности песчистого мела.

Развитию карстовых процессов способствует широкое развитие трещиноватых меловых пород, наличие относительно маломощных рыхлых отложений палеогена и неогена, приподнятое положение территории, значительное распространение и глубокое залегание циркулирующих в мелу подземных вод, а также проявление неотектонических движений, определяющих расширение трещин в местах перегибов слоев мела.

Формы современного мелового карста Среднерусской возвышенности представлены каррами, понорами, воронками, блюдцами, котловинами, провальными колодцами и закарстованными трещинами. Меловой карст описан З. Барановской и Н. Диком (1934), М. А. Зубашенко (1953, 1962, 1966), Г. А. Максимовичем (1969а), Ф. Н. Мильковым (1957, 1963, 1965), Н. В. Родионовым (1959, 1962), А. М. Белокопытовым (1963, 1966), И. П. Зверковым (1970), В. Б. Михно (1970, 1971, 1972, 1974), В. И. Галицким, В. А. Ромашовым (1971). Преобладают небольшие воронки. Лишь в отдельных случаях воронки достигают 100 м в диаметре и 10—12 м глубины. Крупные воронки приурочены обычно к эрозион-

ным формам рельефа. На плакорных участках встречаются блюдцеобразные воронки до 50 м в поперечнике и 4 м глубины. По исследованиям В. Б. Михно (1971), на долю блюдцеобразных воронок и блюдец приходится примерно 63% от общего количества карстовых образований. Котловины встречаются редко и развиваются в основном на наиболее закарстованных участках. Они достигают 300—400 м длины и 7—10 м глубины.

Несмотря на широкое развитие мело-мергельных отложений карстовые формы имеют в общем ограниченное распространение. Средняя плотность их, по данным В. Б. Михно (1971), менее 0,03 формы на 1 км². Наиболее интенсивно карст развит на севере провинции. К югу активность карстовых процессов, особенно на водораздельных пространствах, заметно уменьшается. Это связано, по-видимому, с увеличением в том же направлении мощности перекрывающих мел песчано-глинистых отложений палеогена и уменьшением количества атмосферных осадков. Относительно слабое развитие современных карстовых процессов отмечается также на Калачской возвышенности в области распространения слабопроницаемой для атмосферных осадков днепровской морены.

Широко распространены древний погребенный допалеогеновый, неогеновый и плейстоценовый карст. Сведения о нем содержатся в работах А. А. Дубянского (1937), В. И. Галицкого (1958), Н. Х. Платонова (1962) и Р. В. Красненкова (1966, 1968, 1970). Древний карст представлен воронками и котловинами, достигающими 200—500 м в поперечнике и 75—85 м глубины. Склоны древних воронок обычно крутые, иногда вертикальные. Воронки выполнены палеогеновыми и четвертичными отложениями.

Средняя плотность погребенных карстовых форм составляет около 0,03 формы на 1 км² (на площади 35 000 км² зафиксировано 1000 погребенных форм), причем количество их на единицу площади уменьшается к югу, что связано, очевидно, с увеличением в том же направлении мощности палеогеновых отложений, подвергшихся меньшему размыву, чем на севере провинции (Красненков, 1968, 1970).

Южно-Среднерусская карстовая провинция подразделяется на 4 карстовых округа: Сеймско-Оскольский, Айдар-Деркульский, Калачский и Донской. Карстовые округа делятся на 16 карстовых районов и 58 карстовых участков (рис. 44).

Сеймско-Оскольский карстовый округ охватывает центральную часть Среднерусской возвышенности, расположенную между реками Сейм, Оскол, Тихая Сосна и Дон. Карстуются преимущественно чистые разности пещерного мела, относящиеся к туронскому и коньякскому ярусам. В пределах округа выделяется 7 карстовых районов: Свапа-Тускорьский, Рать-Кшеньский, Олым-Потуданьский, Сеймско-Пселский, Пселско-Северскодонецкий, Среднеоскольский и Нижнеоскольский.

Свапа-Тускорьский карстовый район охватывает водораздельное пространство между реками Свапа, Сейм и Тускорь. Среди по-

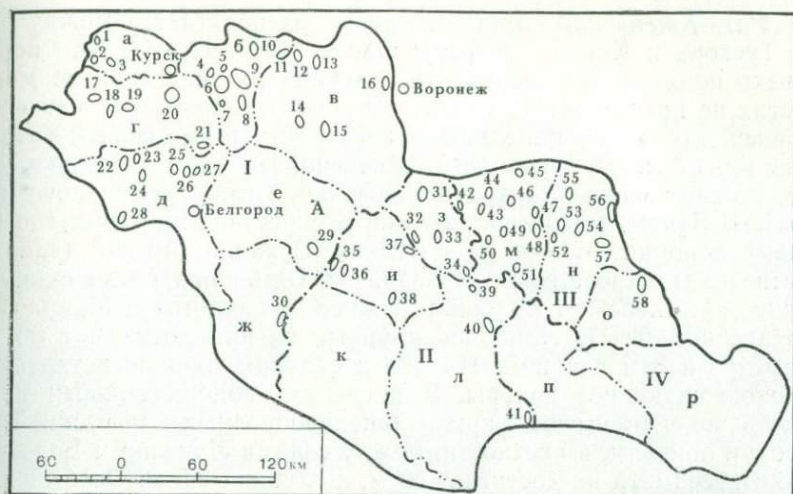


Рис. 44. Схема районирования мелового карста Среднерусской возвышенности:

А — Южно-Среднерусская карстовая провинция. Карстовые округа: I — Сейско-Оскольский; II — Айдар-Деркульский; III — Калачский; IV — Донской. Карстовые районы: а — Свапа-Тускорский; б — Рать-Кшеньский; в — Олым-Потуданский; г — Сейско-Пселский; д — Пселско-Северскодонский; е — Среднеоскольский; ж — Нижнеоскольский; з — Доно-Белогорский; и — Верхнеайдарский; к — Осколо-Айдарский; л — Деркульский; м — Западно-Калачский; н — Центрально-Калачский; о — Восточно-Калачский; п — Западно-Донской; р — Восточно-Донской. Карстовые участки: 1 — Васильевский; 2 — Шустовский; 3 — Марицинский; 4 — Титовский; 5 — Колодезский; 6 — Добровский; 7 — Субботинский; 8 — Мантуровский; 9 — Тимский; 10 — Черемисиновский; 11 — Советский; 12 — Аннинский; 13 — Кастренский; 14 — Старооскольский; 15 — Тереховский; 16 — Семилукский; 17 — Скрылевский; 18 — Киреевский; 19 — Извековский; 20 — Верхнемлодатский; 21 — Ольшанский; 22 — Вишневыский; 23 — Мокрушинский; 24 — Святославский; 25 — Березовский; 26 — Покровский; 27 — Беленихинский; 28 — Дорогощский; 29 — Хохловский; 30 — Купянский; 31 — Евдаковский; 32 — Новохарьковский; 33 — Подгоренский; 34 — Терновский; 35 — Валуйский; 36 — Кондобаровский; 37 — Марьевский; 38 — Ровеньский; 39 — Ивановский; 40 — Рудаевский; 41 — Дегтевский; 42 — Покровский; 43 — Ерышевский; 44 — Нижнекисляйский; 45 — Таловский; 46 — Бутурлиновский; 47 — Воробьевский; 48 — Ясеновский; 49 — Шуваловский; 50 — Елизаветовский; 51 — Приреченский; 52 — Ильинский; 53 — Никольский; 54 — Манинский; 55 — Михайловский; 56 — Ржавский; 57 — Нехаевский; 58 — Устьбузлуковский. Усл. обозначения см. рис. 16

верхностных форм преобладают карстово-суффозионные блюдцеобразные западины, достигающие 50—60 м в диаметре и 1,5—2 м глубины. Наиболее широко они распространены на западе района, где выделяется три карстовых участка — Васильевский, Шустовский и Марицинский.

Рать-Кшеньский карстовый район располагается между реками Тускорь и Кшень. Карстующиеся мело-мергельные породы близко подходят к поверхности. Глубина их залегаания во многих местах не превышает 10—12 м. Широко распространен как современный, так и древний меловой карст. Карстовые формы встречаются близ селений Муравлево, Беседино, Титово, Колодезьки, Доброе, Рождественки, Мантурово, Лозовки, Тим, Черемисиново и Советское. Лучшее всего карст изучен в окрестностях Тима, где карстовые воронки отмечены в балках Сухая Сеймица (западнее с. Ливенки), Провальная (севернее с. Шабаново), Кленовая (западнее с. Успенки), Большая (южнее с. Гнилого) и Мокрая (восточнее пос. Тим). Наиболее крупные из них достигают 30 м в диаметре и 8 м глубины. На дне и склонах воронок встречаются водопоглощающие поныры. В пределах водораздельных просторанств воронки имеют форму блюдцеобразных западин. Такие воронки описаны, в частности, между селами Луневка и Беловские Дворы. Диаметр их достигает 50 м, а глубина 2,5 м. Особый интерес представляет карстово-суффозионная котловина, расположенная в 4 км к юго-востоку от Тима. Диаметр ее 350 м, а глубина 7 м.

Погребенный карст, отмеченный у сел Расховец, Крандаково и в других местах, представлен глубокими воронками, которые заполнены песчано-глинистыми отложениями. Древние карстовые воронки, развитые в толще меловых пород и заполненные среднезернистыми светло-серыми песками, мы наблюдали в карьере Шигровского фосфоритового рудника.

В пределах района выделяются Титовский, Колодезьский, Дობроевский, Субботинский, Мантуровский, Тимский, Черемисиновский и Советский карстовые участки.

Олым-Потуданьский карстовый район охватывает территорию междуречий Ведуги, Девицы и Потудани, а также верховья рек Оскол, Кшень и Олым. Карстуются песчаный мел и мергели, которые нередко обнажаются на крутых склонах речных долин и балок. Карст отмечен у селений Лачиново, Сергеевка, Терехово, Хорошилово, г. Старый Оскол и в других пунктах. Карстовые формы представлены преимущественно воронками и блюдцами. Преобладают небольшие воронки, лишь некоторые достигают 40—50 м в диаметре и 5—7 м глубины.

На выходах меловых пород в условиях задернованного карста развиваются типичные воронки выщелачивания, достигающие иногда значительных размеров (рис. 45). Близ г. Семилуки на склонах меловых обнажений отмечены бороздчатые карры шириной до 5 см, глубиной 2—3 см и длиной несколько метров. Разделяющие их гребни неострые.

Особенно интенсивно карст развит в лесном массиве Липня, расположенном в 5 км к юго-востоку от д. Терехово и состоящем из дуба и липы. Здесь на площади, равной примерно 2 км², отмечено около 100 карстовых форм. Доминируют блюдца с пологими

склонами диаметром до 10—20 м и глубиной 1—2 м. Отдельные воронки, однако, достигают 50 м в поперечнике и 4 м глубины.



Рис. 45. Карстовая воронка к юго-востоку от Губкина

Имеется четыре озера. Наиболее крупное из них занимает округлую воронку. Диаметр его около 100 м, а глубина 1 м. Некоторые отмеченные Ф. Н. Мильковым (1957) карстовые образования между лесом Липня и д. Хорошилово при нашем посещении этого участка летом 1972 г. оказались распаханными и в рельефе почти не прослеживались, в то же время были найдены новые, преимущественно провальные формы.

Широко развиты древние погребенные карстовые формы, выподненные песчано-глинистыми отложениями. Они представлены воронками, котловинами и расширенными трещинами. Некоторые карстовые образования достигают 500 м в поперечнике и 50—75 м глубины (Красненков, 1970). Наиболее крупные погребенные карстовые формы выявлены скважинами у селений Ястребовка, Касторное, Кучугуры, Новая Ольшанка, Курбатово, Ендовище, Верхне-Турово, Першино и Синие Липяги. В некоторых местах (у г. Губкина, сел Синие Липяги и Ниж. Ведуга) пещерный мел полностью растворен и выполняющие воронки неогеновые породы залегают на сеноманских песках. У ст. Курбатово неогеновые глины не только выполняют древнюю карстовую полость, образовавшуюся в туронском мелу, но и замещают (на глубину до 4 м) сеноманские отложения. В пределах района выделяется пять карстовых

участков: Аннинский, Касторенский, Староосколский, Тереховский и Семилукский.

Сеймско-Пселский карстовый район располагается на междуречье рек Сейм и Псел. Карстовые формы представлены воронками, блюдами, котловинами и понорами. Воронки приурочены обычно к балкам и оврагам, тогда как блюда распространены в основном на водораздельных пространствах. В долинах рек Сейм, Суджа, Полная и Млодать встречаются карстовые источники. Наиболее широко карстовые формы развиты на Скрылевском, Киреевском, Извековском, Верхнемлодатском и Ольшанском участках.

Лучше всего карст изучен на Верхнемлодатском участке, расположенном в 20 км к югу от Курска. Здесь карстовые воронки с водопоглощающими понорами отмечены в Петрином, Дедовом, Голеньком (Стрелецкая степь) и Герасимовом (Казацкая степь) логах (рис. 46). Особенно крупные воронки, достигающие 25—30 м в диаметре и 10—12 м глубины, находятся в Герасимовом логу. Склоны их крутые (около 40°). На прилегающих к балкам склонах и на водоразделах распространены карстово-суффозионные блюда до 20—40 м в диаметре и глубиной 0,5—1,5 м. Они обычно встречаются группами. Древние погребенные карстовые формы отмечены в меловых карьерах у с. Куриловка. Они имеют вид небольших (до 5 м глубиной) воронок, выполненных песчано-глинистыми отложениями.

Пселско-Северскодонецкий карстовый район располагается между верховьями рек Псел и Северский Донец. Современные формы мелового карста представлены воронками, колодцами и понорами. Воронки приурочены обычно к долинам рек, где водупорные отложения, залегающие на карстующихся меловых породах, характеризуются незначительной мощностью. На левобережье Псела такие воронки достигают 60—70 м в диаметре и 3—4 м глубины. Они нередко заняты влаголюбивой болотной растительностью. На дне и склонах балок на участках близкого залегания от поверхности трещиноватого мела встречаются свежие провалы. Древние погребенные карстовые воронки (до 8 м глубиной) выявлены у селений Ракитное, Зинаидино, Тамаровка, Драгунское, Богатово и г. Суджи (рис. 47).

Наиболее широко карст распространен на Вишневском, Мокрушинском, Святославском, Березовском, Покровском, Беленихинском и Дорогощском карстовых участках.

Среднеосколский карстовый район охватывает территорию среднего течения р. Оскол, верховья Тихой Сосны и левобережье верховьев Северского Донца. Карст изучен слабо. Наиболее подробно он описан на Хохловском карстовом участке (в 15 км к северо-западу от г. Валуйки).

Нижнеосколский карстовый район находится между Северским Донцом и нижним течением р. Оскол. Меловой карст отмечен во многих местах. Наиболее ярко он выражен близ г. Купьянска.

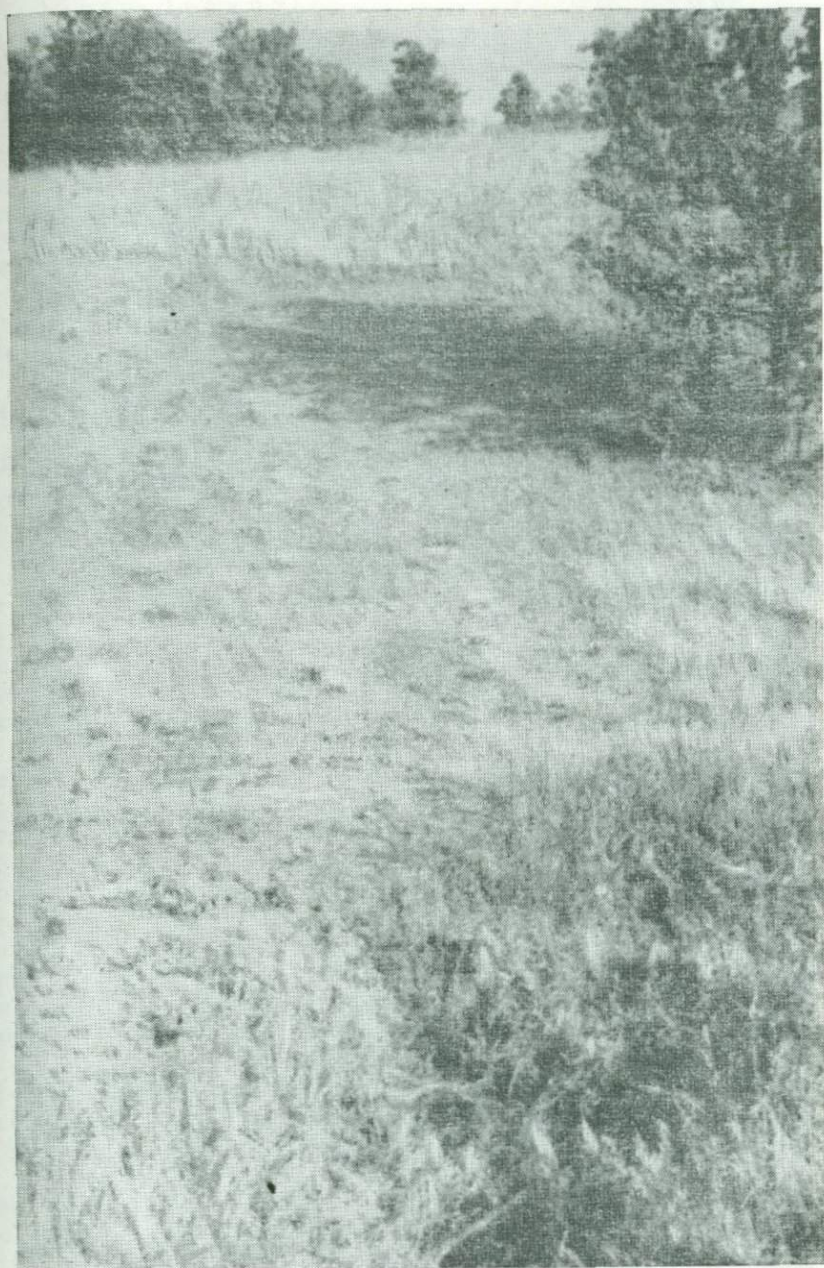


Рис. 46. Карстовая воронка в Петрином логу, сложенном меловыми породами

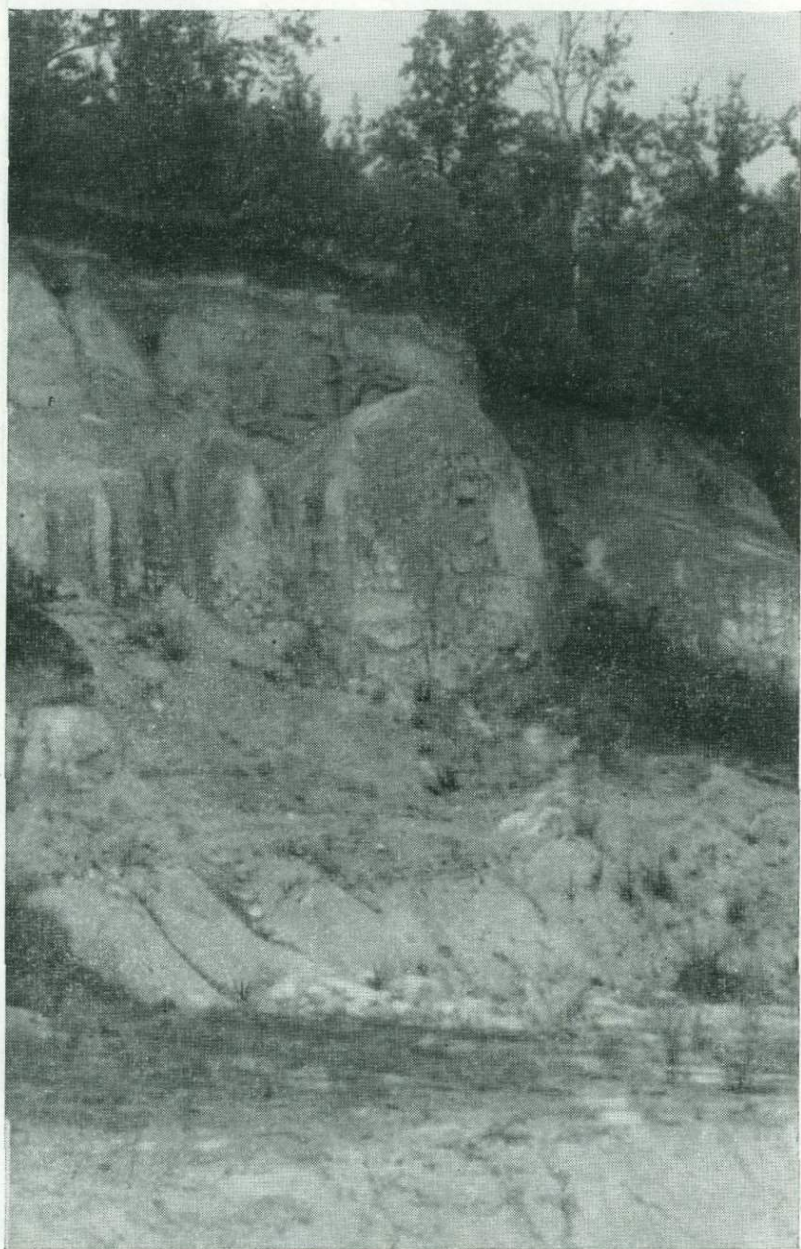


Рис. 47. Погребенные меловые карстовые воронки, вскрытые при разработке меловых пород в 7 км к юго-западу от г. Суджи

Айдар-Деркульский карстовый округ располагается в южной части Среднерусской возвышенности. В пределах округа выделяется 4 карстовых района: Доно-Белогорский, Верхнеайдарский, Осколо-Айдарский и Деркульский.

Доно-Белогорский карстовый район охватывает преимущественно Донское Белогорье. Меловые породы близко подходят к поверхности, обнажаясь в речных долинах и балках. Карст имеет широкое распространение. В пределах района выделяется 4 карстовых участка: Евдаковский, Новохарьковский, Подгоренский и Терновский.

Верхнеайдарский карстовый район занимает междуречья Тихой Сосны, Валуя, Айдара и Белой. Карст отмечается на Валуйском, Кондобаровском, Марьевском и Ровеньском участках.

Осколо-Айдарский карстовый район охватывает территорию в нижнем течении рек Оскола и Айдара. Карст изучен слабо.

Деркульский карстовый район располагается между реками Айдар и Калитва. Карст отмечен на Ивановском, Рудаевском и Дегтевском участках, где встречаются карстовые воронки и озера. Наиболее крупное карстовое озеро находится в 3 км к северу от д. Титаревка. Длина его 380 м, ширина 350 м и глубина 1,5 м.

Калачский карстовый округ охватывает Калачскую возвышенность, расположенную между Доном и нижним течением Хопра. Карст развивается главным образом в пределах плакантиклиналей, характеризующихся повышенной трещиноватостью пород. Выделяется 3 карстовых района: Западно-Калачский, Центральнокалачский и Восточно-Калачский.

Западно-Калачский карстовый район располагается между реками Дон и Толучеевка. Карст представлен преимущественно воронками и блюдцами. На выходах мела у пос. Нижний Кисляй отмечены карры глубиной до 2 см. Здесь же в меловом карьере, по сообщению В. Б. Михно, была вскрыта карстовая пещера длиной 7 м, высотой 1,5 м и шириной 2 м. Встречаются крупные карстовые источники. Широко развиты древние карстовые воронки, котловины и колодцы, выполненные песчано-глинистыми отложениями. Среди них наиболее интересны колодцы до 0,4—1,0 м в диаметре и до 10 м глубины. Плотность их в некоторых местах достигает 5—10 на 100 м² (Красенков, 1968, 1970).

В пределах района выделяется 10 карстовых участков: Покровский, Ерышевский, Нижнекисляйский, Таловский, Бутурлиновский, Воробьевский, Ясеновский, Шуваловский, Елизаветовский и Приреченский.

Центральнокалачский карстовый район занимает центральную часть Калачской возвышенности, расположенную между реками Толучеевка и Песковатка. Карст представлен как поверхностными, так и погребенными формами. В некоторых местах (с. Манино, хутор Лобачи) писчий мел полностью растворен, и перекрывающие его опоки сантона и песчано-глинистые отложения палеогена залегают на сеноманских песках. В пределах района выделяется

6 карстовых участков: Ильинский, Никольский, Манинский, Михайловский, Ржавский и Нехаевский.

Восточно-Калачский карстовый район занимает юго-восточную часть Калачской возвышенности между реками Хопер, Дон и Песковатка. Карст отмечен на участке, расположенном к югу от ст. Усть-Бузулукская (Платонов, 1962).

Донской карстовый округ охватывает Донскую (Восточно-Донскую) гряду на юго-востоке Среднерусской возвышенности между реками Дон, Чир и Калитва. В пределах округа выделяется 2 карстовых района: Западно-Донской и Восточно-Донской, граница между которыми проходит по рекам Чир и Тихая. Карст Донской гряды до последнего времени недостаточно исследован. В восточной части гряды он отмечен в пределах Верховской брахиантиклинали, где на правом склоне р. Перекопки (правый приток Дона) в известняках верхнего карбона развиты карры, имеющие вид неглубоких (0,1—0,5 м) борозд (Брылев, Самборский, 1975).

Приволжская карстовая провинция занимает большую часть Приволжской возвышенности. Карст Приволжской возвышенности исследован крайне слабо. Некоторые сведения о нем содержатся в работах А. П. Дедкова (1963), В. А. Морозова (1966), А. В. Ступишина (1967), В. А. Брылева и Ю. П. Самборского (1975). Карстуются преимущественно песчий мел и мергели верхнего мела, а также известняки и доломиты карбона. Карстовые формы представлены небольшими воронками, котловинами, колодцами и суходолами, которые приурочены обычно к положительным тектоническим структурам и эрозионным врезам.

Приволжская карстовая провинция делится на два карстовых округа: Сурско-Терешкинский и Медведицкий, которые, в свою очередь, делятся на пять карстовых районов.

Сурско-Терешкинский карстовый округ занимает северную часть Приволжской возвышенности. Он подразделяется на 3 карстовых района: Среднесурский, Верхнесвияжский и Терешкинский.

В *Среднесурском и Верхнесвияжском карстовых районах* карстуются меловые отложения верхнего мела. Карстовые воронки и замкнутые котловины отмечены в бассейнах рек Сура, Барыш, Сельдь и Сызрань, а также в верховьях Свияги и Усы. Воронки достигают 20—50 м в диаметре и 10—15 м глубины. Наибольший интерес представляют обширные (до 1 км в диаметре и 15 м глубиной) блюдцеобразные котловины, образовавшиеся путем вымывания в толщу карстующихся пород вышележащих рыхлых песчано-глинистых отложений (Дедков, 1963). В долинах рек встречаются карстовые источники, дебит которых достигает 25—40 л/с. Такие источники находятся к востоку от с. Артюшино и в верховье р. Борлы (левый приток р. Усы). У сел Рамено и Архангельское выявлен древний погребенный карст. Здесь же на глубине 100—200 м вскрыты не заполненные осадками карстовые полости.

Терешкинский карстовый район охватывает верхнюю и среднюю части бассейна р. Терешки. Карстует пещерный мел верхне-мелового возраста. Карстовые воронки и провалы описаны в долинах рек Терешка, Избалык и Ардовать. Воронки имеют диаметр до 20 м и глубину до 7 м. Чаще всего они вытянуты вдоль склонов долин рек. Наиболее широко они распространены у селений Ушаковка, Сухая Терешка, Верхняя Терешка, Средняя Терешка, Кулатка и Моисеевка. Близ с. Белый Ключ (долина р. Ардовать) встречаются воронки до 70 м в диаметре и 25 м глубины. В верховьях рек Избалык (правый приток р. Терешки) и Ломовка (приток р. Каслей-Кадады) отмечаются суходолы.

Медведицкий карстовый округ располагается в южной части Приволжской возвышенности. Он делится на 2 карстовых района: Терский и Иловлянский.

В *Иловлянском карстовом районе* карстуются мелко-мергельные отложения верхнего мела, а также известняки и доломиты верхнего и частично среднего карбона. Карст приурочен, главным образом, к антиклинальным структурам и тектонически нарушенным зонам. Небольшие (до 5 м глубины) воронки и провалы мелового карста отмечены, в частности, у с. Полунино, где они приурочены к разрывным нарушениям, осложняющим южное окончание Чухонастовско-Липовской антиклинали. Карст развит также на Арчединской антиклинали, где на поверхность выведены известняки карбона. Южная часть Арчединской антиклинали прорезана балкой Паникой, которая имеет длину более 30 км. Ниже с. Новая Паника балка врезается в известняки среднего карбона (мячковский, подольский горизонты), образуя по тальвегу несколько уступов. Здесь расположены две крупные карстовые воронки диаметром 20—25 м и глубиной 3—6 м. В одной из воронок имеется понор. Река Арчеда у г. Фролова, где она прорезает арчединскую структуру, совершенно пересыхает, что связано с большой инфильтрацией вод в сводовой части антиклинали, сложенной трещиноватыми известняками карбона (Брылев, Самборский, 1975).

Погребенный карст изучен слабо. Буровыми скважинами в каменноугольных отложениях выявлены полости до 20 м высоты. К востоку от сводовой части Доно-Медведицкого вала в связи с увеличением мощности водонепроницаемых глинистых толщ триаса и юры закарстованность каменноугольных пород уменьшается.

ДЕСНИНСКО-ПРИПЯТСКАЯ КАРСТОВАЯ ОБЛАСТЬ

Деснинско-Припятская карстовая область располагается в западной части Русской равнины, занимая территорию к западу от Среднерусской возвышенности. В ее пределах выделяется 2 карстовые провинции: Днепровско-Деснинская и Припятско-Неманская.

Днепровско-Деснинская карстовая провинция охватывает территорию в бассейнах верхнего Днепра и Десны. Сведения о карстовых явлениях провинции содержатся в работах С. Н. Никитина (1905), А. Колмогорова (1914), Г. Ф. Мирчинка (1927), Н. С. Миллера (1952, 1955, 1956), Н. С. Миллера и Н. С. Пядиной (1952), А. Антыкова и Б. Гроздова (1958). Карстуются пясчый мел и мергели верхнего мела. Среди поверхностных карстовых форм преобладают воронки и блюдцеобразные понижения. Воронки характеризуются обычно небольшими размерами. Лишь некоторые наиболее крупные из них достигают 80—90 м в диаметре и 40—50 м глубины (Миллер и Пядина, 1952). Местами территория сплошь «...покрыта блюдцеобразными карстовыми провалами» (Миллер, 1952, с. 187). Первоначально многие молодые провалы имеют форму колодцев. Однако склоны их быстро выколаживаются и они превращаются в воронки. Частые провальные явления и интенсивное поглощение поверхностных вод карстовыми образованиями указывают на активное развитие в некоторых районах подземного карста.

Днепровско-Деснинская карстовая провинция подразделяется на 2 карстовых округа (Верхнеднепровский и Брянский), 10 карстовых районов и 17 карстовых участков.

Верхнеднепровский карстовый округ занимает западную часть провинции. В его пределах выделяется 4 карстовых района: Друтский, Пронянский, Климовичский и Беседский. Особенно интенсивно карст развит в Беседском районе, где отмечено широкое распространение карстовых воронок на террасах рек Сож, Беседь и Ипать.

В Брянском карстовом округе, охватывающем бассейн Десны в ее верхнем и среднем течении, выделяется 6 карстовых районов: Надвинский, Судостинский, Ревнинский, Нерусский, Ивоткинский и Клевенский.

Надвинский карстовый район расположен в верховьях р. Десны. Карстуются мел и мергели верхнего мела. Карст описан в долинах рек Десна, Остер, Ветьма, Надва и Судость. Особенно активен карст у селений Остров, Капаль, Хотмирово, Радичи, Клетия и Жирятино, где встречаются карстовые воронки до 30 м в диаметре и 10 м глубиной. На левом берегу Десны между Жуковкой и Брянском отмечены карстовые озера, достигающие 800 м в диаметре и 40 м глубины. К ним относятся Круглое, Бездонное и Святое, имеющие почти правильную овальную или округлую форму.

Клевенский карстовый район охватывает междуречье Сейма, Свапы и Клевени. Наиболее благоприятные условия для развития карста отмечаются на левобережье Клевени, где трещиноватый мел, перекрытый преимущественно водонепроницаемыми крупнозернистыми песками, близко подходит к поверхности. Развиваются карстовые и карстово-суффозионные воронки, блюдца и котловины. Диаметр их от 2 до 300 м, а глубина от 1 до 5 м. Наибольшая плотность карстовых образований (до 50 форм на 1 км²) наблю-

дается у сел Локоть и Больше-Гнеушево. В связи с неглубоким врезом рек (Клевень, Обеста, Амонька) многие карстовые воронки и котловины заболочены.

Припятско-Неманская карстовая провинция охватывает Белоруссию и северо-западную Украину. Карстуются преимущественно песчаный мел и мергели верхнего мела. Сведения о карстовых явлениях содержатся в работах П. А. Тутковского (1899, 1911, 1912), А. О. Михальского (1901), А. Б. Богущкого (1968), Э. А. Левкова и С. С. Маныкина (1968). Карст представлен воронками, блюдцами и котловинами. Встречаются воронки до 40—100 м в диаметре и 15—20 м глубиной, а диаметр отдельных котловин достигает 300 м. Преобладают, однако, небольшие воронки. Плотность их в некоторых местах (у с. Гощи) составляет 10 на 1 км². Многие воронки заполнены водой или заболочены. Интересны озера, питающиеся восходящими карстовыми источниками. Наиболее крупный восходящий источник описан П. А. Тутковским (1899) у с. Оконки (Маневичский карстовый участок). Он вытекает из карстовой воронки, склоны которой сложены песчаным мелом. Источник образует речку Оконку, имеющую длину около 50 км. Буровыми скважинами в верхнемеловых породах выявлены крупные погребенные карстовые котловины, достигающие в длину несколько километров и глубины 60—90 м. Они выполнены палеоген-неогеновыми отложениями.

Припятско-Неманская карстовая провинция подразделяется на три карстовых округа: Волынский, Полесский и Белорусский, которые, в свою очередь, делятся на 7 карстовых районов: Верхнебугский, Кременецкий, Верхнеприпятский, Стоходский, Горынский, Неманский и Березинский и 20 карстовых участков.

ПРИДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКАЯ КАРСТОВАЯ ОБЛАСТЬ

Приднепровско-Донецкая карстовая область охватывает Приднепровскую низменность и Донецкий Кряж. В ее пределах выделяется 2 карстовые провинции: Приднепровская и Донецкая.

Приднепровская карстовая провинция занимает Приднепровскую низменность и частично Киевское Полесье на правобережье Днепра. Карстуются меломергельные породы верхнего мела, а также каменная соль, гипсы и ангидриты девона, которые в местах развития диапировых структур иногда выходят на поверхность. Наиболее интенсивное развитие карстовых процессов проходило в неоген-четвертичное время, когда наступил общий подъем территории. Интенсивное выщелачивание каменной соли привело к образованию на соляных куполах мощных толщ брекчий. В сводовых частях соляных возвышенностей выделяются крупные древние карстовые впадины, выполненные неогеновыми и четвертичными отложениями. Одна из таких впадин отмечена на Буромской возвышенности. Длина ее 9 км, ширина 3 км и глубина 11 м.

Карст особенно широко развит на Роменском и Исачковском куполах.

Приднепровская карстовая провинция делится на 2 карстовых округа: Западно-Приднепровский и Восточно-Приднепровский, которые, в свою очередь, подразделяются на 4 карстовых района: Удайский, Хоролский, Полтавский и Коломакский и 14 карстовых участков.

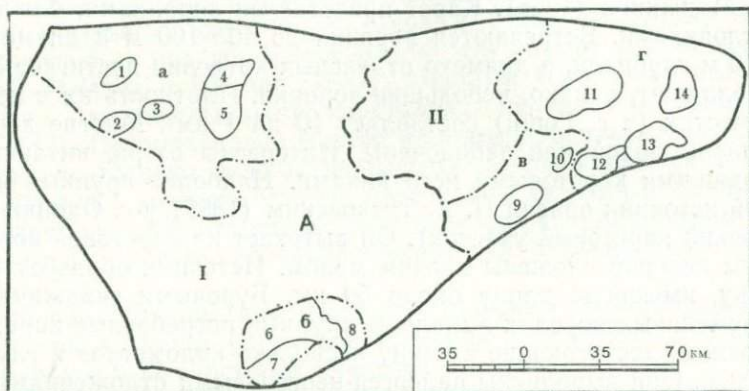


Рис. 48. Схема районирования карста Донбасса:

А — Донецкая карстовая провинция. Карстовые округа: I — Западно-Донецкий; II — Восточно-Донецкий. Карстовые районы: а — Бахмутский; б — Волновахинский; в — Тузловский; г — Краснодонский. Карстовые участки: 1 — Славянский; 2 — Краматорский; 3 — Бужидольский; 4 — Покровский; 5 — Артемовский; 6 — Еленовский; 7 — Докучаевский; 8 — Комсомольский; 9 — Крепинский; 10 — Великовский; 11 — Гуковский; 12 — Новошахтинский; 13 — Шахтинский; 14 — Керчикский. Усл. обозначения см. рис. 16

Донецкая карстовая провинция охватывает Донецкий кряж и примыкающее к нему равнинное пространство. Карстуются карбонатные, сульфатные и галогенные породы каменноугольного, пермского и мелового возраста. Карст Донбасса описан Б. И. Чернышевым (1927), С. Е. Верболозом (1956, 1958), М. В. Кобелевым (1960), А. Е. Ходьковым (1962), И. Я. Буяновой (1966), Б. А. Корженевским (1968) и Б. Н. Ивановым (1971). Он представлен разнообразными поверхностными и подземными формами. Буровыми скважинами выявлены древние погребенные карстовые образования, достигающие иногда больших размеров.

Донецкая карстовая провинция делится на 2 карстовых округа: Западно-Донецкий и Восточно-Донецкий, которые, в свою очередь, подразделяются на 4 карстовых района и 14 карстовых участков (рис. 48).

Западно-Донецкий карстовый округ охваты-

вает западную половину Донбасса. В его пределах выделяется 2 карстовых района: Бахмутский и Волновахинский.

Бахмутский карстовый район занимает северо-западную часть Донбасса. Карстуются каменная соль, гипсы и ангидриты нижней перми. Карстовые процессы в каменной соли особенно интенсивно развиваются в окрестностях Славянска, Артемовска, Покровского, Володарского, Красной Горы, Деконского и Нового Карфагена, где соляные отложения выходят на поверхность или залегают близко от нее. Добыча соли методом подземного выщелачивания резко усиливает естественные карстовые процессы и ведет к проседанию и обрушению вышележащих нерастворимых пород и образованию поверхностных и подземных карстовых форм. Поверхностные формы представлены воронками, провалами, котловинами, слепыми логами, глубокими трещинами и обширными мутьдами оседания. Плотность карстовых воронок, достигающих иногда 30—40 м в диаметре и 15 м глубины, изменяется от 1—2 (Славянск) до 90 (Новый Карфаген) на 1 км². Длина мутьд оседания, развивающихся на солепромыслах, составляет 0,5—1 км, а глубина 5—7 м. Высота подземных естественных полостей, выявленных в верхней части соляной толщи, составляет 3—3,5 м, а подземных полостей, созданных искусственным выщелачиванием соли, — 15—20 м и более.

Карстовые процессы развиваются также в перекрывающих соляные отложения гипсах и ангидритах. Особенно широкое распространение они имеют на Покровском и Пшеничном месторождениях гипса, где сульфатные образования выходят на поверхность. Поверхностные карстовые формы представлены здесь воронкообразными понижениями и типичными воронками просасывания, расположенными в некоторых местах цепочками. В забоях вскрыты полости высотой до 20 м. Древние подземные карстовые полости обычно выполнены песчано-глинистым материалом, содержащим обломки доломитов и гипса.

Интенсивное развитие карстовых процессов у Славянска, Артемовска, Нового Карфагена и в других частях Бахмутской котловины является причиной внезапных провалов и плавных просадок земной поверхности, вызывающих иногда разрушение промышленных зданий и жилых домов, что затрудняет реконструкцию городов и проведение строительных работ.

Волновахинский карстовый район расположен преимущественно на правом берегу р. Кальмиус в бассейне Сухой и Мокрой Волновахи. Карстуются известняки и доломиты нижнего карбона. Поверхностные карстовые формы представлены воронками, понорами и суходолами. В долине р. Сухая Волноваха (у с. Стыла), в верховье балки Мандрыкина и на левом берегу р. Кальмиус на поверхности обнажающихся карбонатных пород наблюдаются карры. Воронки встречаются относительно редко и имеют в основном небольшие размеры. Отмечаются молодые провалы. Один из них, образовавшийся в 1961 г. у пос. Кипучая Криница, имел длину 28 м и глубину 8 м. Широко распространены суходоламы. Река Су-



Рис. 49. Вход в карстовую пещеру, вскрытую при разработке карбонатных пород на Докучаевском карьере

хая Волноваха безводна на протяжении 25 км. Интересны восходящие карстовые источники. Наиболее крупный источник — Кипучая Криница имеет дебит 170 л/с. Развиты небольшие (до 15 м длиной) пещеры. Они иногда вскрываются карьерами при разработке известняков и доломитов (рис. 49). В карьере у с. Новотроицкого еще в довоенное время была найдена пещера длиной 74 м. Вскоре, однако, в результате разработки известняков она была уничтожена. Особенно широко развиты древние погребенные карстовые образования, выявленные буровыми скважинами до глубины 200 м. Они представлены крупными карстовыми воронками, колодцами и полостями, выполненными песчано-глинистыми отложениями и обломками коренных пород. Некоторые воронки достигают 150 м в поперечнике и 30—60 м глубины. На Докучаевском известняково-доломитовом карьере был найден колодец шириной 1,5 м и глубиной 10 м, а в карьере у с. Раздольное вскрыта полость длиной более 500 м и в поперечнике до 4 м, заполненная крупнозернистым песком. Особое положение занимают древние карстовые останцы, выявленные при снятии рыхлых кайнозойских отложений. Они достигают высоты 20—30 м.

Восточно-Донецкий карстовый округ, расположенный в восточной части Донецкого кряжа, делится на два карстовых района: Тузловский, где карстуются мело-мергельные породы верхнего мела, и Краснодонский, в угольных шахтах которого в известняках среднего карбона выявлены крупные (до 6 м высотой) подземные карстовые полости, приуроченные к тектоническим нарушениям и трещиноватым зонам (Верболоз, 1956, 1958).

МОЛДАВСКО-УКРАИНСКАЯ КАРСТОВАЯ ОБЛАСТЬ

Молдавско-Украинская карстовая область располагается в южной части Русской равнины, охватывая Подольскую возвышенность, Приднепровскую возвышенность и Причерноморскую низменность. В ее пределах выделяется три карстовые провинции: Подольско-Молдавская, Причерноморская и Украинская.

Подольско-Молдавская карстовая провинция располагается на крайнем юго-западе Русской равнины. Она охватывает в основном Подольскую возвышенность. На юго-западной окраине Русской равнины карст развивается в сульфатных и карбонатных породах неогена. Особенно интенсивно закарстованы гипсы и ангидриты верхнего тортонна. Карст Подолии и Молдавии охарактеризован в работах Г. О. Оссовского (1895), Б. Н. Иванова (1956), И. А. Клевцова (1956), В. Н. Веринной (1960), М. С. Кожуриной, М. И. Гаврилюка (1960), С. Т. Взнуздаева (1963), К. А. Татаринова (1965), И. М. Гуневского (1966), В. Н. Дублянского (1966), Б. Н. Иванова, В. Н. Дублянского (1966), Т. И. Ивановичука (1967), В. Н. Дублянского, Б. М. Смольникова (1969), А. И. Спиридонова (1969), А. Г. Чикишева (1969).

Карстовые формы в тортонских гипсах представлены воронками, блюдцами, котловинами, понорами, колодцами, каррами, суходолами, нишами и пещерами. Преобладают воронки просасывания и провальные, достигающие 40—60 м в диаметре и 15—20 м глубины. Воронки выщелачивания, развитые в местах выхода на поверхность сульфатных образований, отличаются небольшими размерами. Карстовые воронки распределены крайне неравномерно. На наиболее закарстованных участках насчитываются до 100—200 воронок на 1 км², а местами до 400 (около населенных пунктов Городенка, Униж, Чортовец, Окно). На дне воронок нередко развиты поноры и зияющие трещины, поглощающие поверхностные воды. Некоторые воронки заполнены водой и представляют собой озера (к юго-западу от г. Борщов, в окрестностях с. Тышковцы и г. Городенка).

Наряду с воронками широко распространены карстовые блюдца. В районе с. Островец, г. Немиров, сел Черче, Шкло и в других местах отмечены крупные провальные котловины длиной 300 м и до 25 м глубиной.

Особый интерес представляют пещеры, являющиеся крупнейшими в мире карстовыми полостями в сульфатных отложениях. Среди них выделяются Оптимистическая, Озерная, Кривченская, Млынки и Вертеба. Все эти пещеры расположены на междуречье Серет—Збруч, представляющем сильнорасчлененную выровненную поверхность, приподнятую над Днестром на высоту 150—250 м. Пещеры заложены в гипсовой толще, которая обычно закарстована до подстилающих ее литотамниевых известняков и перекрывающих ратинских известняков.

В гипсах тортона отмечаются также древние карстовые формы, выполненные верхнемиоценовыми, плиоценовыми и плейстоценовыми образованиями. В настоящее время они не выражены в рельефе. Лучше всего древние карстовые воронки изучены на Ширецком гипсовом карьере, а также на Роздольском месторождении серы, где вскрыты громадные чашеобразные впадины до 400 м в поперечнике, заполненные плейстоценовыми озерными отложениями (Кудрин, 1963). Древние воронки в гипсах широко распространены также вдоль контакта платформы с Предкарпатским крайвым прогибом.

Карстовые процессы в тортонских известняках менее интенсивны, чем в гипсах. В них развиты воронки, котловины, поноры, карры, каверны и пещеры. Диаметр воронок не превышает 20 м, а глубина — 7—8 м. Средняя плотность воронок составляет 8—10 на 1 км². Пещеры небольшие. Наиболее крупные из них Кармалюка и Травертиновая достигают длины 200—250 м.

Подольско-Молдавская карстовая провинция подразделяется на 2 карстовых округа: Подольский и Молдавский, которые, в свою очередь, делятся на 13 карстовых районов и 32 карстовых участка.

Подольский карстовый округ, охватывающий западную часть провинции, делится на 10 карстовых районов.

Немирово-Нестеровский карстовый район. Карстуются известняки и частично гипсы тортона. Карстовые процессы наиболее активны в зоне контакта платформы и Предкарпатского прогиба. Лучшее всего карст изучен на Немировском участке, где наряду с карстовыми воронками отмечены крупные подземные полости (до 6—9 м в поперечнике), развитые в ратинских известняках на глубине 50—70 м. На этом участке карст развит также и в тортонских гипсах.

Львовско-Бучачский карстовый район. Карстуются известняки и частично гипсы тортона. Наиболее закарстованы известняки на водоразделе рек Нараивка — Бибелка, Бибелка — Золотая Липа, Золотая Липа — Коропец. На водоразделе Бибелка — Золотая Липа плотность карстовых воронок превышает 60 на 1 км². Значительно закарстованы известняки на Переволокомском и Львовском участках. У с. Переволоки на правом берегу р. Стрып (в 12 км к северу от г. Бучач) расположена Травертиновая пещера длиной около 250 м. Она богато украшена натечными образованиями. Широко известна пещера Медовая близ г. Львова. Длина ее более 130 м. На Великолюбеньском участке в литотамниевых известняках нижнего тортона отмечаются древние карстовые воронки, выполненные песчано-глинистыми образованиями.

Широко развит карст также на Ширецком и Николаевском карстовых участках. В окрестностях Ширецкого гипсового карьера, где толща гипсов достигает 50 м, повсюду встречаются карстовые воронки до 10 м глубиной. В среднем на 1 га здесь насчитывается 10 воронок (Родионов, 1963). Наряду с молодыми воронками отмечены и древние, не выраженные в современном рельефе. Залегающие под гипсом известняки также сильно закарстованы. В них найдены полости до 0,3 м в поперечнике.

Чортково-Орининский карстовый район. Карстуются преимущественно известняки тортона. Карст отмечен в разных местах, в том числе на междуречье Смотрич—Мукша, где развиты пещеры.

Толтринский карстовый район. Толтры представляют собой неширокую (5—6 км) возвышенную гряду, протягивающуюся в юго-восточном направлении от пос. Подкамень до р. Прут и сложенную органогенными и обломочными известняками верхнетортонского и сарматского возраста верхнего миоцена.

В пределах Толтр широко распространены карстовые формы, представленные воронками, котловинами, блюдцами, колодцами, каррами, нишами и пещерами. Особенно интенсивно карст развит между с. Хроповата и горой Чемеринцы, селами Гуменцы и Цапивка, Озеряныи Зарваница, а также у пос. Бричаны. Здесь наряду с воронками встречаются впадины до 150 м в диаметре и 18 м глубиной. Широко распространены воронки в окрестностях с. Карачковцы. Близ с. Хроповата отмечены колодцы диаметром 1—1,5 м и глубиной 10—14 м. К выходам известняков приурочены карры, достигающие 1 м глубины. Они обычно развиты на крутых склонах Толтр.

Значительный интерес представляют пещеры, характеризующиеся узкими ходами, сравнительно небольшой протяженностью и отсутствием натечных образований. Они развиты в окрестностях сел Залучье, Нигин, Студеница, Черче, Хроповата, Крывчик, Гусятин. Самая крупная из них пещера Кармалюка находится у с. Залучье. Длина ее 200 м.

Ходорово-Коропецкий карстовый район. Карстуются гипсы и известняки тортона. Карст в гипсах отмечен на Ходоровском, Рогатинском и других участках.

Золотники-Устечский карстовый район. Карстуются гипсы и известняки тортона. Карст значительно распространен, особенно в южной части района.

Серетско-Нижнезбручский карстовый район занимает между речье Серета и Збруча в их нижнем течении, а также южную часть правобережья Серета. Карст развит в сульфатных и карбонатных верхнеэоценовых отложениях. Особенно сильно закарстованы гипсы и ангидриты верхнего тортона. В пределах района выделяется несколько карстовых участков. Наиболее изучены из них Млынковский, Короливский, Крывченский и Баламутовский.

Млынковский участок располагается в северо-западной части района. Для него характерны различные карстовые формы, среди которых выделяются пещера Млынки, достигающая 14 120 м длины.

Короливский карстовый участок характеризуется интенсивным развитием карста. Поверхностные карстовые формы представлены воронками, котловинами, блюдцами и понорами. Они развиваются преимущественно под лесной дубово-грабовой и травянистой растительностью. Наиболее крупные воронки достигают 50—60 м в диаметре и 15 м глубины. Особенно широко поверхностные карстовые формы развиты в окрестностях сел Бильче Золотое, Стрилковцы и Короливка, где плотность карстовых воронок достигает 100—200 на 1 км² (рис. 50).

Короливский карстовый участок отличается крупнейшими в мире карстовыми пещерами, выработанными в гипсах. Среди них Оптимистическая (длина 110 840 м), Озерная (102 570 м) и Вертеба (7820 м).

Оптимистическая пещера по общей длине подземных галерей (110 840 м) находится на первом месте в СССР. Вход в нее располагается в карстовой воронке в 1,5 км к западу от с. Короливка. Пещера образовалась в верхнетортонских (неоген) гипсах (рис. 51). В ней выделяются три этажа. Проходы характеризуются разным морфологическим строением. Вдоль трещин напластования обычно развиваются широкие (до 3 м) и невысокие (до 1,5 м) ходы нередко с горизонтальным или слабо наклонным потолком. Галереи, приуроченные к тектоническим трещинам, имеют готическую или шелевидную форму и достигают высоты 10 м. На пересечении ходов в результате обрушения кровли формируются гроты иногда значительных размеров (грот Геологов, Зеленый перекресток). Са-

мый крупный грот, расположенный в дальней недавно исследованной части пещеры, достигает 80 м длины и 25 м ширины. По морфологическим особенностям и направлению подземных ходов пещера подразделяется на четыре относительно изолированных района (части): Старый, Глобусов, Новый и Дальний. Объем пещеры превышает 350 000 м³. Пол покрыт глиной мощностью до 0,4 м. Обвальные отложения представлены глыбами гипса. В пещере развиты кальцитовые натечные образования, представленные сталак-

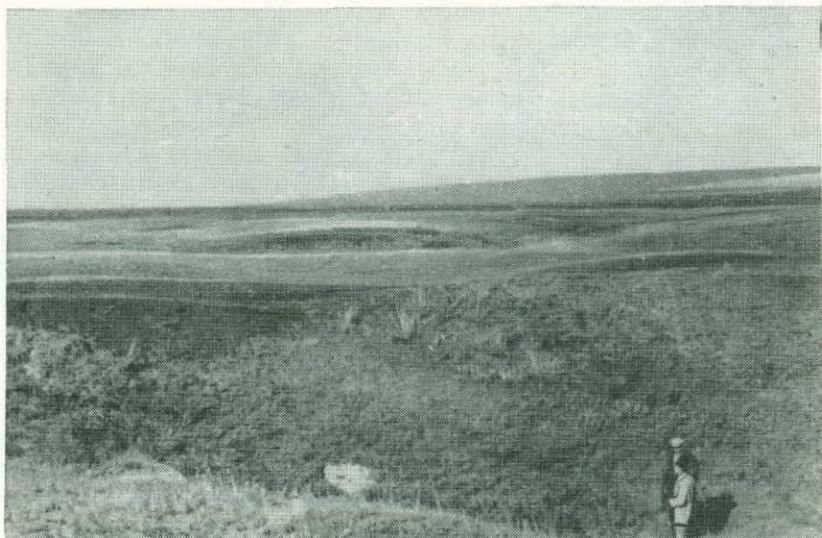


Рис. 50. Сильно закарстованная поверхность у с. Бильче Золотое

титам и натечками (грот Рояль, галерея Львовская). Они образовались в результате растворения ратинских известняков (неоген), перекрывающих сульфатные породы. Особенно интересен пещерный жемчуг. На некоторых участках отмечены кристаллы и друзы гипса разной величины, формы и окраски. В западной наиболее пониженной части пещеры, где толщина кровли горных пород достигает 70 м, найдены постоянные озера. Средняя температура воздуха +8°, 6.

Пещера Озерная, расположенная в 1 км к юго-западу от села Стрилковцы, образовалась в гипсах неогена мощностью 20 м. Вход в нее находится на дне крупной карстовой воронки глубиной около 14 м. Пещера имеет лабиринтовое строение и приурочена к двум основным системам тектонических трещин северо-северо-восточного и западно-северо-западного направлений. Пещера двухэтажная, разность высот между этажами 10 м. Длина самого крупного грота Аллигатора 100 м, ширина 15 м и высота 6 м. Для пещеры характерны органичные трубы высотой до 18 м. Они приурочены к

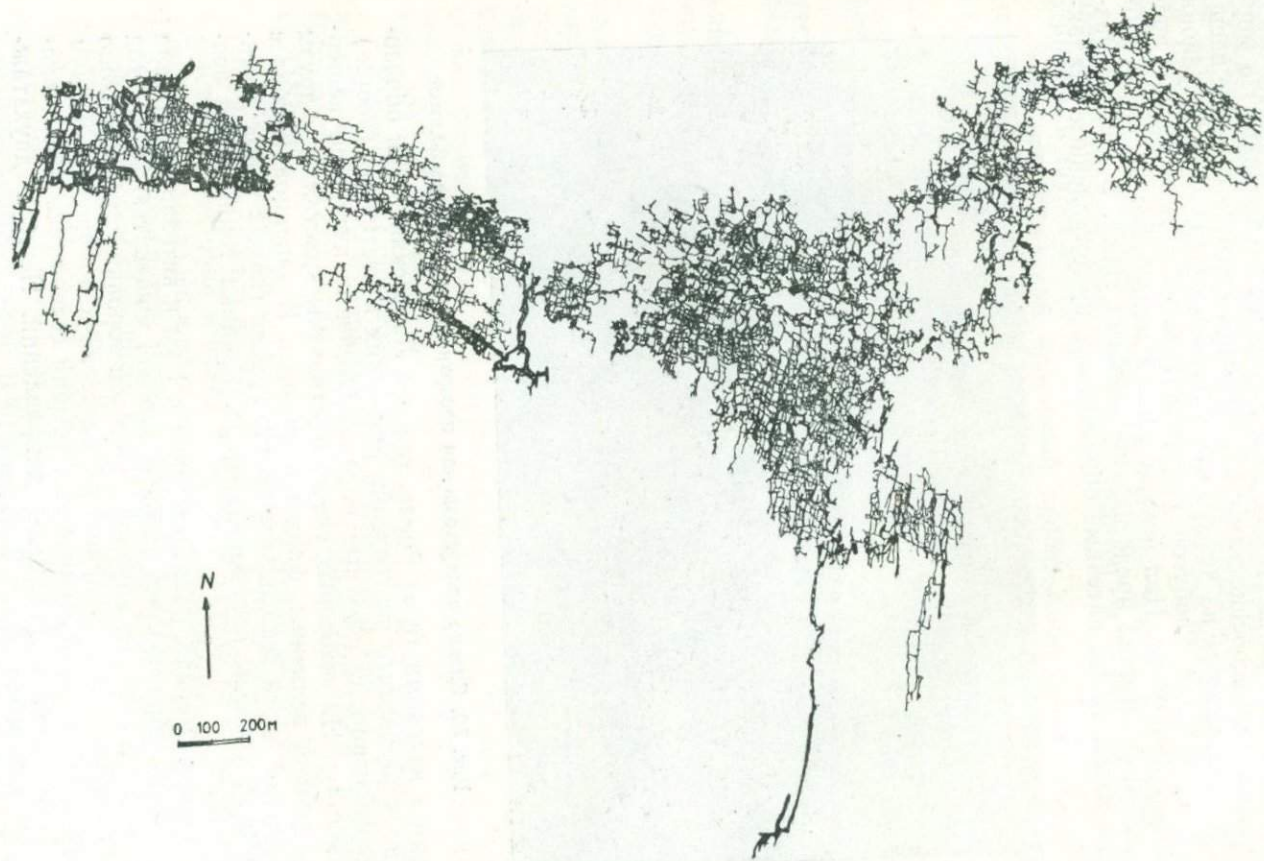


Рис. 51. План Оптимистической пещеры (по М. П. Савчину)

зонам интенсивной тектонической трещиноватости и иногда охватывают не только толщу гипсов, но и перекрывающих их ратинских известняков. В основании органических труб развиты конусы осыпания мергелей, а на поверхности карстующегося массива им соответствуют пологие просадки. В пещере широко распространены озера, которые достигают 15 м длины и 1,5 м глубины. Вода в озерах сульфатно-кальциевая с минерализацией 2292 мг/л. Постоянные озера, расположенные в галереях, вскрывающих водоносный горизонт, проточны. Температура воды 7—8°, а температура воздуха 9°, 8. Влажность 86—100%. Хемогенные отложения представлены кристаллами гипса, а также кальцитовыми сталактитами и сталагмитами. Последние имеют высоту до 0,3 м. В гроте Жемчужном найдены оолиты. Особенно интересны игольчатые кристаллы кальцита круглого и ромбического сечений длиной до 27 см. Суммарная длина пещеры 102 570 м, а объем ее полостей 515 700 м³.

Кривченский участок, расположенный в восточной части района, также характеризуется значительным развитием карста. Во многих местах распространены воронки и карстовые блюдца, но особый интерес представляет пещера Кривченская, имеющая длину 18 785 м.

Среди карстовых форм Баламутовского карстового участка наиболее известна пещера Дуча, расположенная у пос. Баламутовка (в 25 км к югу от г. Борщов) на левом берегу Днестра. Пещера образовалась в светло-серых кристаллических гипсах и известняках верхнего тортонна, залегающих на конгломерато-брекчиевидных отложениях верхнего мела. Протяженность пещеры 250 м. Проходы узкие, низкие, местами труднопроходимые. Пол покрыт красноватым суглинком. Рядом с этой пещерой находится небольшой грот, на стенах и потолке которого имеются стилизованные рисунки, выполненные человеком мезолитической эпохи.

Нижнестрыйско-Тлумачский карстовый район занимает узкую полосу на правобережье Днестра между р. Стрый и г. Тлумач. Карстуются гипсы тортонна и частично известняки мела. Особенно интенсивно карст развит на Жовтеньском участке. В окрестностях пос. Жовтень и в 3 км от него к юго-востоку развиты воронки и поноры, приуроченные к гипсам тортонна. Близ г. Галича карст отмечен в известняках мела.

Тлумач-Городенский карстовый район. Карстуются гипсы тортонна, выходящие во многих местах на поверхность. Карст развит интенсивно. Особенно широко распространены поверхностные карстовые формы — воронки и котловины, приуроченные к системам тектонических трещин северо-западного и северо-восточного направлений. Нередко воронки располагаются группами на близком расстоянии друг от друга, образуя резко выраженный западинно-волнистый рельеф, или вытянуты цепочкой. Преобладают конусовидные воронки округлые или овальные в плане, на крутых склонах которых наблюдаются выходы гипса. Диаметр воронок изменяется от 10 до 100 м, а глубина от 3 до 20 м. Очень широко рас-

пространены блюдцеобразные воронки с плоским дном и пологими склонами, а также небольшие блюдца. В окрестностях с. Озеряны и г. Обертына на 1 км² насчитывается более 75 карстовых воронок, а близ г. Городенка — до 400 форм.

Наряду с воронками развиты котловины, имеющие провальное и карстово-суффозсионное происхождение. Среди провальных котловин выделяется крупная карстовая депрессия близ с. Островец (в 12 км к западу-юго-западу от г. Городенка). Она достигает



Рис. 52. Карстовая котловина у с. Олиево-Короливка

300 м длины и 25 м ширины. Сложная котловина, склоны которой изъедены многочисленными воронками и блюдцами, отмечена нами близ с. Олиево-Короливка (рис. 52). Длина ее около 250 м, а глубина 15—20 м.

Кицмань-Хотинский карстовый район. Карстуются гипсы тортона. Карст наиболее широко распространен на Хотинском и Новоселицком участках. Карстовые явления в гипсах на Новоселицком участке развиты в связи с эрозионным вскрытием карстующихся пород.

Молдавский карстовый округ, занимающий восточную часть Подольско-Молдавской провинции, подразделяется на 3 карстовых района: Чугур-Кайнарский, Мурафинский и Реутский, в пределах которых широко распространены поверхностные и подземные карстовые формы, развитые преимущественно в карбонатных породах неогена.

Причерноморская карстовая провинция занимает крайне южное положение на Русской равнине. Она охватывает Причерно-

морскую низменность и северо-западную часть Равнинного Крыма. Карстуются преимущественно известняки неогена. Сведения о карсте содержатся в работах М. Г. Гончаренко (1956), Т. И. Устиновой (1956а), С. В. Альбова (1957), С. Я. Жуковского (1960), Б. Н. Иванова (1961), И. Н. Лобанова (1962), С. В. Альбова, В. П. Мелешина (1968), В. П. Мелешина (1969). Карстовые формы представлены каррами, воронками, понорами, блюдцами, балками, нишами, кавернами, полостями и пещерами.

Карры особенно широко распространены на побережье Тарханкутского полуострова. Здесь они имеют вид небольших ям, отделенных друг от друга острыми гребнями. Диаметр этих ямообразных карров от 3 до 50 см, а глубина в отдельных случаях достигает 50—80 см (Мелешин, 1969). Воронки встречаются сравнительно редко. Они располагаются обычно по тальвегам балок. Преобладают блюдцеобразные воронки, диаметр которых не превышает обычно 10—20 м, а глубина 1—1,5 м. Наиболее крупная воронка отмечена на правом берегу р. Ингулец в устье балки Чабанка. Диаметр ее около 100 м. На дне некоторых воронок находятся водопоглощающие поноры. В береговых обрывах и крутых склонах балок развиты ниши, достигающие иногда 1 м высоты, 5 м длины и 1,5 глубины. В низовьях Ингульца и на побережье Тарханкутского полуострова описаны пещеры. На правом берегу р. Ингулец известно 7 пещер. Самая значительная из них имеет длину 55 м. На юго-западном побережье Тарханкутского полуострова в сарматских известняках на уровне моря исследовано 12 карстовых пещер длиной до 150 м.

Неогеновые известняки сильно кавернозны. Каверны обычно не превышают 3—5 см в диаметре. Они, как правило, заполнены красно-бурой глиной. Кавернозность в известняках неогена прослеживается на всей площади их распространения, хотя объем пустот, занимаемых кавернами в породах, весьма различен и колеблется от нескольких процентов до 50% (Лобанов, 1962). С удалением от речных долин размер каверн уменьшается. Буровыми скважинами и горными выработками выявлены древние погребенные воронки и крупные (до 2—10 м в поперечнике) карстовые полости. На левобережье Днепра в карьере у Новой Каховки на участке длиной около 1 км было описано 14 погребенных воронок различных по форме и размерам (Гончаров, 1956). Карстовые полости в Равнинном Крыму в известняках неогена вскрыты до глубины 130 м, а в карбонатных породах верхнего мела они отмечены на глубине 900—2800 м (Иванов, Мелешин, 1975).

Причерноморская карстовая провинция подразделяется на 3 карстовых округа: Южно-Бугский, Нижнеднепровский и Северо-Крымский, которые, в свою очередь, делятся на 6 карстовых районов: Ингульский, Ингулецкий, Каховский, Мелитопольский, Тарханкутский и Сасыкский.

Украинская карстовая провинция располагается в восточной части Приднепровской возвышенности, протягиваясь узкой поло-

сой в меридиональном направлении от Кременчуга до Кривого Рога. Карстуются докембрийские известняки и доломиты. Карст описан А. В. Щербаковым (1954), Б. Н. Ивановым (1961) и В. Д. Натаровым (1961). Древние карстовые формы в виде воронок и крупных полостей были вскрыты во многих местах горными выработками. Особенно сильно докембрийские доломиты закарстованы в долине р. Желтой, где выявлены полости до 1500 м длины и 25 м ширины. Карстовые полости выполнены обычно песчано-глинистым материалом, а иногда заполнены водой. Буровыми скважинами карстовые полости вскрыты до глубины 600—800 м. Подземные воды растворяют также карбонатизированные кварциты и граниты, преобразуя их в губчатую породу, пронизанную мелкими кавернами и полостями. Украинская карстовая провинция подразделяется на 2 карстовых округа: Кременчугский и Криворожский, которые, в свою очередь, делятся на четыре карстовых района: Павлышский, Желторечинский, Радущинский и Широкинский.

ПРИКАСПИЙСКАЯ КАРСТОВАЯ ОБЛАСТЬ

Прикаспийская карстовая область располагается на юго-востоке Русской равнины, совпадая территориально с Прикаспийской низменностью. В ее пределах выделяется 2 карстовые провинции: Западно-Прикаспийская и Восточно-Прикаспийская.

Западно-Прикаспийская карстовая провинция охватывает западную часть Прикаспийской низменности. Восточная граница ее проходит по р. Урал, долина которой глубоко врезана в равнинную поверхность низменности. Карстуются каменная соль и гипсы перми. Карст описан А. А. Геденовым (1947, 1949), Н. А. Гвоздецким (1953), А. В. Востряковым (1963), Г. В. Короткевичем (1964), Л. Н. Морозовым и С. А. Свидзинским (1975). Развитие современных карстовых процессов отмечается лишь на отдельных небольших участках, где солянокупольные структуры выходят на поверхность или залегают на небольшой глубине. Карстовые формы представлены воронками, котловинами, балками и пещерами. Плотность воронок достигает иногда 200—300 на 1 км². Карстовые процессы отмечаются также на обширных пространствах крупных галитовых озер, где соляная залежь сверху представлена слабоводопроницаемым пластом соли, а подстилающий слой обладает высокой фильтрационной способностью. Карстообразование определяется здесь восходящими со дна струями пресных вод, а также периодическим проникновением в соляную залежь поверхностной рапы, перемещаемой сильными ветрами. Современные карстовые процессы отмечаются и на значительной глубине от поверхности, где происходит выщелачивание солей и гипсов подземными водами. Примером современного карста является зона контакта гипсово-ангидритовой толщи и соляной залежи на

Эльтонском соляном куполе. Здесь развиваются подземные карстовые воронки, расположенные на поверхности гипсово-ангидритовой толщи. К древним карстовым формам относятся воронки, котловины и полости. Некоторые древние погребенные котловины достигают 5—10 км длины и 50—100 м глубины. Наиболее глубокая котловина выявлена буровыми скважинами на крупном солянокупольном поднятии у пос. Дарьинского. Длина ее около 5 км, а глубина 100—120 м. Котловина выполнена плиоценовыми и четвертичными отложениями.

Западно-Прикаспийская карстовая провинция подразделяется на 2 карстовых округа: Волго-Узеньский и Узеньско-Уральский, которые, в свою очередь, делятся на 2 карстовых района: Чаганский и Джаныбекский и четыре карстовых участка. Лучше всего карст исследован на Баскунчакском участке, где карстуются гипсы, оконтуривающие с севера и с юга впадину оз. Баскунчак. Широко распространены разнообразные карстовые формы, особенно провальные воронки, достигающие иногда 150 м в диаметре и 15 м глубины. Отмечены пещеры. Наиболее крупная из них Большая Баскунчакская, расположенная на северо-западном берегу оз. Баскунчак в балке Ак-Джар, имеет длину 350 м.

Восточно-Прикаспийская карстовая провинция охватывает восточную часть Прикаспийской низменности, расположенную между р. Урал и Мугоджарами. Карстуются каменная соль и гипсы перми. Карст описан З. В. Яцкевич (1937), А. В. Востряковым (1963) и Г. В. Короткевичем (1964). Среди карстовых форм особенно широко распространены воронки. Буровыми скважинами выявлены древние карстовые котловины и полости.

Восточно-Прикаспийская карстовая провинция делится на 2 карстовых округа: Урало-Илекский и Уил-Эмбенский, в пределах которых выделяется Ирубайский и Кызылуйский карстовые районы.

Особенно широко карст распространен на Индерском участке, приуроченном к Индерскому поднятию, представляющему собой крупную диапировую структуру, ядро которой сложено соляно-гипсовой толщей. Карстуются залегающие на каменной соли гипсы пермского возраста. Они на значительном пространстве выходят на поверхность и подвергаются воздействию экзогенных факторов. Преобладают карстовые воронки. Плотность их местами достигает 20—50 на 1 км², однако средняя плотность для всего участка не превышает 2,5 на 1 км² (на площади 192 км² выявлено 497 карстовых воронок). Встречаются также поноры, котловины, балки и небольшие пещеры. Интересны карры, имеющие вид бороздок шириной 1—3 см и длиной 5—15 см. К древним карстовым формам относятся воронки и котловины. Наиболее крупная котловина достигает 10 км длины, 5 км ширины и 10 м глубины. Буровыми скважинами вскрыты многочисленные карстовые полости. Особенно сильно закарстована нижняя часть гипсовой толщи.

Вопросы физико-географической дифференциации географической среды на природные комплексы разного ранга в связи с бурным развитием экономики и более эффективным использованием естественных ресурсов приобретают все большую актуальность. В последнее время наряду с ландшафтным (типологическим) и региональным подходами к природной дифференциации территории, которые основаны на принципах относительной однородности природных условий (изотропности) и генетического единства природных компонентов на всем пространстве (или большей части) выделяемых регионов, все шире применяется системный (структурно-функциональный) подход, основанный на принципе динамической сопряженности и функциональной целостности систем, объединяемых потоками вещества и энергии.

Представление о природных комплексах как о единых целостных системах или теоретико-логических моделях с большим информационным содержанием, изучение которых возможно приемами кибернетического анализа, открывает широкие возможности. Системный подход создает основу для более глубокого изучения географической среды и разработки проектов оптимизации естественных ресурсов. Между тем это определяет необходимость детального исследования специфики поступления, трансформации и вывода вещества в пределах конкретных природных комплексов. К сожалению, методика системного изучения природных комплексов только начинает разрабатываться, что, естественно, затрудняет проведение такого рода исследований.

Общая теория систем была сформулирована Л. фон Берталанфи (Bertalanffy, 1947), который, опираясь на понимание системы как комплекса взаимосвязанных компонентов, сделал попытку найти совокупность законов, объясняющих поведение, функционирование и развитие систем разных классов. Он выделил закрытые и открытые системы. В первых возможен лишь обмен энергией, а во вторых — энергией и веществом. Открытые системы характеризуются состоянием подвижного равновесия; в них непрерывно протекают микропроцессы ввода и вывода вещества, однако все основные величины системы остаются неизменны (Берта-

ланфи, 1969). В результате развития представлений Л. фон Бергаланфи и их критики были созданы «разнообразные и даже в известной мере взаимно противоречивые версии системно-структурной науки» (Блауберг, Садовский, Юдин, 1970, с. 27).

В географии системный анализ «особенно перспективен ввиду многомерного характера большинства географических задач, а также в силу интегральной природы основных географических объектов. Однако, несмотря на это, очень большая литература... относящаяся к системной парадигме и ее значению в разных науках, только в самой малой мере освещает эту проблему в применении к географии» (Сочава, 1973, с. 393). Физико-географические комплексы, выделяемые на основе учета пространственных связей природных процессов, называются геосистемами, а подход к их выделению и анализу — системным (Гвоздецкий, 1973). Термин «геосистема» был предложен В. Б. Сочавой (1963) как синоним физико-географического, или природного географического, комплекса.

Одни исследователи (Сочава, 1963, 1972, 1973; Исаченко, 1971; Преображенский, 1972) к геосистемам относят ландшафтные типологические и региональные физико-географические комплексы, рассматривая их как сложные динамические системы, в которых компоненты и комплексы связаны вертикальными и горизонтальными потоками вещества и энергии. В. Б. Сочава (1972) называет типологические комплексы геомерами, а региональные — геохорами. Другие исследователи (Мильков, 1966; Ретеюм, 1970, 1971, 1972, 1975; Гвоздецкий, 1973, 1976; Дьяконов, 1973) в качестве геосистем выделяют третий тип природных комплексов, которые объединяются в целостные системы преимущественно односторонне направленными потоками вещества, энергии и информации. Наиболее четкое определение понятия геосистемы дано К. Н. Дьяконовым. Под геосистемами он понимает «природные единства (объекты, имеющие черты открытых целостных образований) от конуса выноса или речного бассейна низшего порядка до географической оболочки в целом, в основе существования которых лежат физические системообразующие факторы» (Дьяконов, 1973, с. 10).

А. Ю. Ретеюм предлагает более сложное определение геосистемы. «Геосистема — это естественная физическая система, занимающая определенный объем эпигеосферы (ландшафтной оболочки земли.— А. Ч.) и состоящая из взаимодействующих элементов, компонентов и образуемых ими частей — биоценозов, экосистем, ярусов, горизонтов, блоков (в сложных единицах), других комплексных структур и двух отделов, объединяемых в одно целое потоком вещества и энергии» (Ретеюм, 1970, с. 47). Природные образования, представляющие системы пространственно смежных типологических единиц, связанных общностью своего происхождения, Ф. Н. Мильков (1966) выделяет под названием парагенетических комплексов.

Определению целостной системы отвечает также понятие «геохимический ландшафт», обоснованное Б. Б. Полюновым (1953) и А. И. Перельманом (1961). Геохимическим ландшафтом называют «парагенетическую ассоциацию сопряженных элементарных ландшафтов, связанных между собой миграцией элементов и приуроченных к одному типу мезорельефа» (Перельман, 1961, с. 26). Выделенные на основе определенного типа миграции химических элементов геохимические ландшафты рассматриваются как типологические единицы.

Физико-географические комплексы, характеризующиеся функциональной целостностью, сравнительно легко выделяются при крупномасштабных исследованиях. При мелкомасштабных исследованиях в качестве территориального носителя информации можно выбрать целостное образование и отобразить на карте однотипные геосистемы. Территориальный носитель информации (ТНИН) должен удовлетворять следующим условиям: а) характеризоваться собственным масштабом, не нарушая универсальных пороговых масштабов (Гохман, Гуревич, Саушкин, 1968), б) обладать однотипной эмерджентностью¹ и единством классификационных свойств, в) являться частью территориального целого, подлежащего разделению (Дьяконов, 1975).

Системный анализ открывает широкие возможности для изучения карстовых природных комплексов. Развитие структурно-функционального подхода в карстоведении связано с поисками таких систем, которые охватывали бы все природные компоненты и интегрируемые комплексы, так как только в этом случае можно получить образования, способные функционировать как единое целое. К важным проблемам системного исследования природных карстовых комплексов относятся: изучение структуры, функционирования и развития карстовых геосистем, принципов их дифференциации, классификации и моделирования, а также разработка методики исследования.

Карстовые геосистемы представляют собой саморазвивающиеся природные комплексы, отдельные части которых интегрируются потоками вещества и энергии в динамически сопряженные образования, функционирующие как единое целое. По принципу целостности карстовые геосистемы могут быть подразделены на две обособленные группы: замкнутые геосистемы, характеризующиеся замкнутой циркуляцией вещества, и разомкнутые геосистемы, обладающие односторонне направленным потоком вещества и энергии. Особенности движения системообразующих потоков определяют своеобразие строения, функционирования и развития этих геосистем (Ретеюм, 1971).

Целостность геосистемы обусловлена интенсивностью системообразующих потоков. Степень консолидации геосистем возрастает

¹ Под эмерджентностью понимается наличие у системы таких специфических свойств, которые не наблюдались у входящих в эту систему элементов (Преображенский, 1972).

с увеличением мощности потоков. В этой связи анализ потоков вещества и энергии имеет особое значение. Прежде всего следует выделить потоки, отличающиеся известным постоянством и устойчивостью. Затем путем сопоставления интенсивности потоков необходимо установить наиболее мощные, которые собственно и формируют систему как развивающееся целое. При изучении системообразующих потоков значительный интерес приобретает вопрос о роли в функциональном потоке субстанции различных природных компонентов, неравноценных по значению. Особое положение занимают критические компоненты. «Критическим компонентам соответствуют блоки, определяющие наибольшую интенсивность потоков субстанции и так называемые обратные связи, а также блоки, куда поступает субстанция извне и через которые она выходит за пределы элементарной геосистемы» (Сочава, 1973, с. 395).

После выделения карстовых геоконплексов и установления их границ приступают к анализу развития комплекса, этапы которого находят свое отражение в структуре системы. Под структурой обычно понимается инвариантный аспект системы (Овчинников, 1969). А. С. Кравец подчеркивает, что «структура как бы «представляет» систему, конституирует ее, выражает способ существования элементов системы. Познать структуру системы — значит объединить вычлененные ее элементы некоторой закономерной связью, вскрыть совокупность отношений, существующих между элементами этой системы» (Кравец, 1970, с. 45). Основными структурными частями карстовых геосистем являются компоненты (блоки) и комплексы.

В карстовые геосистемы входят тесно связанные между собой поверхностные и подземные формы. На единство их развития указывали многие исследователи. Так, В. А. Апродов (1949), исследуя Кунгурскую ледяную пещеру, пришел к выводу, что она представляет собой единую систему полостей (или, по его терминологии, полином), состоящую в верхней части из карстовых воронок, в средней — из понор и органичных труб, а в нижней — из пещерных гротов и каналов, связанных между собой вертикальной и горизонтальной циркулирующей карстовых вод.

Системный подход позволяет представить карстовые геоконплексы как сложные преобразовательные системы, имеющие входные и выходные части. На входе взаимодействуют основные карстообразующие факторы, определяющие характер и интенсивность карстовых процессов. Выходом системы является преобразование элементов входа и формирование особых карстовых комплексов. Модель карстовых геосистем, характеризующаяся переносом вещества и энергии, может рассматриваться как информационная и использоваться при аэроландшафтной индикации карста. В этом случае на входе системы имеется аэрофотоизображение условий и факторов карстообразования, а на выходе — аэрофотоизображение карстового комплекса (Садов, Сискевич, 1975).

Главной функцией геосистемы является материально-энергетический обмен между отдельными ее частями, а также между геосистемой и окружающей ее природной средой. Функционирование геосистем определяется взаимодействием образующих их компонентов и комплексов и переносом вещества и энергии из одних частей системы в другие. Взаимосвязи между составляющими систем осуществляются посредством как подвижных (жидкий и твердый сток, миграция химических элементов, потоки воздушных масс и др.), так и относительно неподвижных (горные породы, рельеф, почвенный покров, растительность) компонентов географической среды. Изучение пространственного размещения отдельных компонентов является необходимой предпосылкой для определения роли и степени участия их в материально-энергетическом обмене геосистемы.

Характер развития карстовых геосистем находится в прямой зависимости от источников их развития, которые отражаются в скорости карстовой денудации. Ф. Н. Мильков (1964) выделяет четыре источника развития современных природных комплексов: климатогенный, тектогенный, биогенный и антропогенный. Воздействуя на ландшафтную оболочку, они изменяют ее внутреннюю неоднородность и тем самым усиливают процессы взаимного обмена вещества и энергии между природными компонентами. Этот взаимный обмен, лежащий в основе динамики природных процессов, возможен, однако, «только при условии определенной контрастности, различий в строении... материальных систем» (Мильков, 1968, с. 140). По мнению А. Д. Арманда (1975), источником связей в геосистеме является поле (в физическом смысле), параметрами которого выступают напряженность и потенциал.

В некоторых работах в качестве особой, наиболее сложной формы научного исследования рассматривается изучение поведения объекта (Блауберг, Садовский, Юдин, 1970). В карстоведении эти вопросы лишь ставятся.

При дифференциации территории на природные карстовые комплексы, характеризующиеся функциональной целостностью, учитываются параметры входа вещества и энергии в геосистему (внешние факторы), параметры процессов, протекающих в самой геосистеме (внутренние факторы), и параметры выхода вещества и энергии из геосистемы (Дьяконов, 1975). Это позволяет провести границы между системами в местах наибольшего ослабления потоков и выделить такие образования, внутренние связи которых сильнее, чем внешние. При таком подходе дифференциации в основе существования выделенных геокомплексов лежит системообразующий поток, выполняющий роль интеграционного механизма.

Карстовые геосистемы не являются индивидуальными комплексами, поскольку они обычно сложные гетерогенные и анизотропные образования, функционирующие, однако, как единое целое благодаря непрерывному (или периодическому) переносу субстанции из одной части в другую. Следовательно, карта геосистем

не является картой районирования. К. Н. Дьяконов справедливо указывает, «когда итогом анализа выступает карта индивидуальных районов, можно говорить о районировании; в остальных случаях будут виды дифференциации» (Дьяконов, 1975, с. 30). Некоторые исследователи под «районированием» понимают деление целого на целое, а под «дифференциацией» — деление целого на части (Гохман, Гуревич, Саушкин, 1968).

Классификация карстовых геосистем основывается на учете степени динамической сопряженности и функциональной целостности карстовых образований. Важным диагностическим признаком являются свойства системообразующего потока.

Соотношение геосистем с региональными и типологическими физико-географическими комплексами самое различное. Территориально они могут совпадать с отдельными природными комплексами или охватывать несколько комплексов и их частей.

Карстовые геосистемы, образованные неразветвленным потоком вещества и энергии, называются элементарными геосистемами, или геосистемами первого порядка. Элементарные геосистемы, связанные движущимися в них потоками, объединяются в карстовые геокомплексы более высоких порядков, которые характеризуются непосредственными и опосредованными, прямыми и обратными взаимосвязями. К геокомплексам первого, второго и третьего порядка могут быть отнесены карстовые воронки, карстовые котловины и карстовые лога с прилегающими к ним динамически сопряженными участками.

К важным задачам карстоведения относится создание апостериорных (воспроизводящих непосредственно наблюдение явления) и априорных моделей карстовых геосистем. Модели, копируя объект исследования, являются хорошей основой для его дальнейшего изучения. Необходимо помнить, однако, что при моделировании карстовых геокомплексов неизбежно их искажение и упрощение, поэтому даже самые совершенные модели требуют поправок. Разумеется, чем совершеннее модель, тем большую информацию она может дать о карстовой системе. Для характеристики географической оболочки в целом и отдельных природных комплексов применяется две группы моделей: моносистемные и полисистемные. В моносистемной модели комплекс представлен как система, состоящая из взаимодействующих компонентов, а в полисистемной — он анализируется как система взаимодействующих подсистем или комплексов более низкого ранга. «Таким образом, первая группа моделей как бы отражает преобладание представления о пространственной непрерывности комплекса, вторая концентрирует внимание на его прерывности» (Д. Л. Арманд, Преображенский, А. Д. Арманд, 1969, с. 14).

При моделировании карстовых геосистем наибольшее значение приобретают вопросы изучения их отдельных взаимодействующих частей. А. Ю. Ретеюм (1971, 1972) подразделяет геосистемы на две главные обособленные морфологические части или на два

отдела: передний и задний (по отношению к направлению движения потока), которые соответствуют участкам привноса и выноса вещества. Области питания и разгрузки подземных карстовых вод могут служить примером переднего и заднего отделов в элементарной карстовой системе. Степень дифференциации геосистем на отделы различна и в значительной мере определяется мощностью системообразующих потоков. Выделяется три основных типа сопряжений между отделами геосистемы: а) сопряжение посредством переносного движения вещества, б) сопряжение при конвергенции потоков, в) сопряжение при дивергенции потоков. Эти положения необходимо учитывать при моделировании карстовых геосистем разного порядка.

Успешное изучение геосистем в значительной мере зависит от разработки методики и методологии системных исследований. «Специфика системного исследования определяется не усложнением методов анализа... а выдвиганием новых принципов подхода к объекту изучения...» (Блауберг, Садовский, Юдин, 1970, с. 16).

Системный анализ карстовых комплексов возможен лишь на основе строгой количественной оценки процессов, протекающих в пределах конкретных карстовых геосистем. На первый план здесь все больше выдвигаются геофизические, геохимические и математические методы исследования. Среди геофизических методов при изучении природных связей (особенно прямых), а также процессов массоэнергообмена в сложных природных системах особенно перспективен балансовый метод (Дроздов, 1974; Дьяконов, 1975). Большие возможности балансового метода были подчеркнуты еще А. А. Григорьевым (1932), а затем Д. Л. Арманом (1947, 1975). Интегральный баланс энергии складывается из радиационного и теплового балансов, уравнения которых разработаны достаточно полно (Раунер, 1974; Дьяконов, 1975). Среди балансов вещества при изучении карстовых геосистем наибольшее значение имеет водный баланс (Львович, 1974; Дьяконов, 1975), который желательно представить в дифференцированном виде, выделив баланс твердой фазы (снега). Это особенно важно при исследовании горизонтального перераспределения влаги в карстовых образованиях. Балансы неорганического и органического вещества в геоконплексах изучены слабо. Общий баланс вещества (за исключением воды) имеет простое уравнение:

$$\Delta Z = (P_n + P_o) - (B_n + B_o),$$

где ΔZ — изменение запаса вещества; P_n и P_o — принос неорганического и органического вещества, а B_n и B_o — вынос неорганического и органического вещества (Дроздов, 1974).

Особенно важно при изучении карстовых систем обращать внимание на изменение химического состава циркулирующих вод вследствие выщелачивания карстующейся породы и на вынос неорганического вещества в растворенном, т. е. диссоциированном на

ионы, состоянии. Подземная эрозия и механический вынос твердого вещества тоже имеют значение. Особенно существенна подготовка размыта растворением, действующего на спайки зерен карстующей породы (Гвоздецкий, 1972). Освобожденные от сцепления зерна транспортируются водой механически.

При карстологических исследованиях интерес представляет баланс углекислоты, повышающей агрессивность природных вод (Чижишев, 1975). Уравнение баланса углекислоты для системы почва — растительный полог — приземный слой атмосферы имеет следующий вид:

$$\Phi_{\Sigma} = F_a - (F_{\text{п}} + F_{\text{н}}),$$

где Φ_{Σ} — суммарный фотосинтез всего слоя растительного покрова; F_a — поток CO_2 из воздуха к растительному пологу; $F_{\text{п}}$ — поток CO_2 из почвы; $F_{\text{н}}$ — поток CO_2 за счет дыхания наземной части фитомассы (Раунер, 1974).

Наиболее важный естественный период, для которого следует составлять отдельные балансы, — годовой. Интересны также балансы для весеннего периода, когда в карстовых геосистемах умеренного пояса отмечаются наиболее интенсивные потоки вещества и энергии.

Геохимические методы широко применяются для подсчета скорости карстовой денудации, характеризующей массоэнергообмен карстовых геосистем.

Все большую роль при изучении карстовых комплексов играет математический (аналитический) метод. Различают три этапа математизации любой науки: этап введения количественных мер для изучаемых явлений и процессов, этап выявления эмпирических зависимостей и этап теоретического осмысливания. Несмотря на широкое внедрение математических методов, уровень теоретического осмысливания в карстоведении пока не достигнут, хотя математика «служит наиболее четким и рациональным языком всей современной науки и прежде всего это язык для формулировки теории» (Медведков, 1967, с. 237).

Системный анализ поднимает комплексные карстоведческие исследования на более высокий уровень. Он позволяет направлять основное внимание на изучение процессов взаимодействия отдельных карстовых образований и комплексов, на определение степени их физической сопряженности. Структурно-функциональный подход создает предпосылки для углубленного исследования внутриландшафтных и межландшафтных связей, прогнозирования поведения систем и создания геокомплексов с заданными свойствами.

Подземные природные комплексы, развивающиеся в земной коре и ограниченные естественными рубежами подземных полостей, наряду с наземными и водными природными ландшафтами выделяются в качестве самостоятельной ландшафтной категории.

Идея о выделении пещерного комплекса как самостоятельной ландшафтной категории впервые была высказана В. П. Семеновым-Тянь-Шанским (1928, с. 51), который подчеркнул, что «подземный мир — мир пещер — является особым географическим ландшафтом». Развивая и обосновывая представление о подземном ландшафте как об особом ландшафте, Н. А. Гвоздецкий пришел к выводу, что «это комплекс не только с особой «подземной топографией» (Гвоздецкий, 1948в), своим пещерным климатом, подземной гидрографической сетью, состоящей из рек, ручьев, озер, но и со специфическими растительностью и особенно животным миром» (Гвоздецкий, 1972, с. 286). Позже аналогичная точка зрения была высказана Б. А. Гергедава (1968, 1973), Л. И. Маруашвили (1971) и А. Г. Чикишевым (1973б).

Некоторые исследователи (К. И. Геренчук, А. Г. Исаченко, Н. А. Солнцев) отрицают целесообразность выделения подземных комплексов как особой ландшафтной категории, так как, по их мнению, в пещерах отсутствует твердый фундамент, и они формируются в определенных наземных ландшафтах. Эти доводы представляются недостаточно убедительными, поскольку земная кора одновременно служит основой как для наземных, так и для подземных ландшафтов, пространственное размещение которых определяется различными закономерностями. В одном и том же наземном ландшафте могут встречаться разные типы спелеокомплексов и, наоборот, в разных наземных ландшафтах — близкие типы подземных комплексов.

Большой интерес представляют происхождение и структура подземных комплексов, их положение в общей таксономической системе ландшафтных типологических единиц. Эти вопросы рассматриваются нами на примере подземных карстовых полостей Русской равнины. На территории Русской равнины описано 485 карстовых пещер. К наиболее крупным пещерам относятся: Оптимистическая (длина 110 840 м), Озерная (102 570 м), Кривченс-

кая (18 785 м), Млынки (14 120 м), Вертеба (7820 м), Конституционная (5700 м) и Кунгурская ледяная (5600 м). Оптимистическая пещера (Подолія) по общей длине подземных галерей находится на первом месте в СССР и на третьем — в мире после пещер Флинт-Мамонтова (290 000 м, США, Кентукки) и Хёллох (123 800 м, Швейцария, Люцерн).

Равнинные условия способствуют развитию горизонтальных пещер. Наклонные и вертикальные пещеры имеют ограниченное распространение. Самая глубокая карстовая шахта Русской равнины — Саранская (Уфимское плато) глубиной 49 м и длиной 117 м. По глубине и сложности строения она значительно уступает карстовым шахтам, развитым в горных странах. Наиболее глубокая и сложная карстовая шахта-пропасть в СССР — Киевская на Кырктау (Средняя Азия) имеет глубину 950 м, а самая крупная в мире — пропасть Пьер-Сен-Мартен (Франция, Пиреней) — достигает глубины 1332 м.

В течение многолетних (начиная с 1957 г.) полевых карстоведческих исследований нами было описано более 100 пещер Русской равнины. В некоторых пещерах Среднего Поволжья, Подоліи, Кулойского и Уфимского плато были проведены детальные спелеологические, карстоведческие и физико-географические исследования.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДЗЕМНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Своеобразие подземных географических ландшафтов определяется сложным сочетанием и взаимодействием морфологических, климатических, гидрологических и биогеографических факторов. Подземные природные комплексы тесно связаны с наземными. Между ними осуществляется постоянный обмен минеральных и органических веществ. Важную роль в этом играют поступающие в пещеры карстовые воды и циркуляция воздуха. Изучение подземных ландшафтов и отдельных их компонентов позволяет с наибольшей глубиной восстановить историю эволюции современных природных комплексов.

Геологическое строение. Подземные карстовые полости и приуроченные к ним подземные ландшафты формируются на Русской равнине в толще известняков, доломитов, мело-мергельных пород, гипсов, ангидритов и каменной соли, имеющих самый различный возраст: от ордовика до неогена. Пещеры вытянуты обычно вдоль взаимно перпендикулярных систем тектонических трещин и достигают иногда значительных размеров. Карстовые пещеры имеют коррозионное, коррозионно-эрозионное, коррозионно-гравитационное и гетерогенное происхождение (Максимович, 1963; Чикишев, 1973б). Основную роль в формировании многих карстовых полостей играют инфильтрационные и инфлюационные дождевые

и талые снеговые воды, проникающие по трещинам в толщу карбонатных и сульфатных пород. Определенную роль играют также напорные и конденсационные воды. В отличие от подземных ручьев и озер они воздействуют на всю поверхность полости и поэтому оказывают наибольшее влияние на морфологию пещер.

Морфология. Набор и своеобразие компонентов подземных ландшафтов в большой мере определяется морфологией пещер. Выделяются следующие основные морфолого-генетические типы пещер: горизонтальные, наклонные, вертикальные и комплексные (Чикишев, 1973б).

Горизонтальные пещеры наиболее широко распространены на Русской равнине. Они формируются преимущественно в зоне горизонтальной циркуляции подземных карстовых вод и обычно не являются строго горизонтальными, поскольку часто имеют небольшой наклон в направлении течения создавших их водных потоков. По строению в плане горизонтальные пещеры подразделяются на коридорные, разветвленные и лабиринтовые, которые, в свою очередь, делятся на прямолинейные, извилистые, ветвистые, параллельные, переплетающиеся и сетевидные. Различают два основных вида ветвления карстовых галерей—адьюнктивный (сходящийся) и бифуркационный (расходящийся).

Наклонные и вертикальные пещеры на Русской равнине встречаются редко, а комплексные пещеры, характеризующиеся сложным сочетанием горизонтальных, наклонных и вертикальных участков, вообще отсутствуют. Наклонные пещеры, имеющие уклон от 15 до 60°, но лишенные обычно сколько-нибудь значительных вертикальных уступов, подразделяются на восходящие и нисходящие, которые, в свою очередь, делятся на мешкообразные, наклонно-галерейные и наклонно-ступенчатые.

Особенностью многих пещер Русской равнины является их многоярусность, определяемая преимущественно горизонтальным залеганием карстующихся пород и медленным поднятием территории. Верхние ярусы всегда значительно старше нижележащих. Количество этажей карстовых пещер обычно не превышает 2—4. Расстояние между двумя смежными уровнями многоэтажных пещер колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров. Обрушение сводов, разделяющих пещерные этажи, приводит к образованию высоких гротов.

Горизонтальные галереи многоэтажных карстовых пещер нередко коррелируются с террасами речных долин. Для пещер Русской равнины на это указывали М. М. Толстихина (1932), Г. А. Максимович (1963), В. Н. Дублянский (1966), А. Г. Чикишев (1969) и другие исследователи. Однако вопрос о корреляции подземных полостей с уровнями эрозионных форм очень сложен и еще недостаточно изучен. Некоторые исследователи (Тинтилозов, Маруашвили, 1971) вообще отвергают тесную связь пещерообразования с формированием речных террас. На основе специальных исследований Т. З. Кикнадзе пришел к выводу, что в платформен-

ных и среднегорных областях приближенная корреляция представляется возможной, тогда как в условиях высокогорных областей, «особенно молодых орогенах со сложными тектоническими движениями, корреляция весьма затруднена и часто вообще отсутствует» (Кикнадзе, 1976, с. 190).

Для пещер характерно чередование относительно узких и низких проходов (галерей) с широкими и высокими гротами (залами). Последние обычно приурочены к участкам наибольшей тектонической трещиноватости и местам развития химически чистых карстующихся пород. В отдельных случаях гроты достигают больших размеров. Самый крупный на Русской равнине грот Географов в Кунгурской ледяной пещере имеет длину 155 м, ширину 32 м и высоту 15 м. Однако этот грот сильно уступает всемирно известному гроту Биг Рум Карлсбадской пещеры (США), достигающему 1200 м длины, 190 м ширины и 91 м высоты.

Морфологические особенности подземных гротов и соединяющих их ходов в значительной мере определяются тектонической и литогенетической трещиноватостью горных пород, которая обуславливает форму поперечного сечения и рисунок планового расположения карстовых полостей. Важную роль играют также литология и гидрологические условия, оказывающие нередко существенное влияние на своеобразие подземных карстовых форм. Для многих пещер характерны колодцы, органые трубы, мешкообразные ходы, эллипсовидные углубления и карры. В некоторых пещерах органые трубы прорезают всю кровлю и через них проникает дневной свет. Особенно интересны эллипсовидные углубления и карры, развитые на потолке и стенах пещер. Эллипсовидные углубления образуются в местах соединения подземных потоков с водами, подходящими сверху. Эти углубления обязаны своим происхождением так называемой коррозии смешивания (Бунеев, 1932; Лаптев, 1939; Bögli, 1964). На внутренней закругленной поверхности их всегда видна трещина, направление которой совпадает с длинной осью эллипса. Карры на потолке и стенах пещер связаны с выщелачиванием карстующихся пород инфильтрационными и конденсационными водами. Они имеют вид ячеек или бороздок, разделенных острыми гребешками. Оригинальны колоколообразные карры, формирующиеся в потолке известняковых пещер. Эти формы возникли, по-видимому, в результате растворяющего действия агрессивных карстовых вод, находящихся под давлением.

Галереи, гроты, органые трубы и другие крупные формы спелеорельефа, так же как и пещеры в целом, имеют гетерогенное происхождение. На начальных этапах их образования доминирует коррозия, а на более поздних существенную роль наряду с выщелачиванием играют механическое разрушение (эрозия) и обвалы.

К микроформам подземного рельефа относятся карнизы, полки, микротеррасы, конусовидные холмы, глыбовые навалы, хемо-

генные, криогенные и другие образования, характерные лишь для подземного ландшафта и не имеющие аналогов на поверхности земли. Многие из этих форм тесно связаны с особенностью формирования и накопления пещерных отложений.

Пещерные отложения относятся к различным типам субтерральных отложений. Вопросы генезиса, классификации, минералогии и геохимии пещерных отложений рассмотрены в специальных исследованиях Д. С. Соколова (1962), Г. А. Максимовича (1963, 1965, 1971), В. Н. Дублянского (1971), А. Г. Чикишева (1973б), З. К. Тинтилозова (1976), а также в работах А. Е. Ферсмана (1916, 1926, 1952), Н. И. Николаева (1946а), Е. В. Шандера (1948, 1965), И. Кунского (Kunský, 1950), П. Н. Чирвинского (1950), Д. П. Григорьева (1953), Г. Триммеля (Trimmel, 1968), Г. Ф. Лунгерсгаузена (1966), В. И. Степанова (1971) и др. Субтерральные отложения подразделяются на следующие основные генетические типы: водные хемогенные, остаточные, водные механические, глыбово-обвальные, криогенные, органогенные, гидротермальные и антропогенные.

Водные хемогенные отложения, представленные кальцитом, арагонитом, баритом, гипсом, галитом и некоторыми другими минералами, пользуются среди пещерных отложений наибольшей известностью. Они формируются тысячелетиями и связаны в основном с инфильтрационными водами, которые просачиваются через толщу карбонатных пород и капают с потолка пещер. Первоначально эти формы в отечественной литературе назывались «капельники». Первые происхождение хемогенных образований было объяснено великим русским ученым М. В. Ломоносовым, который в середине XVIII в. писал: «Капь верхняя подобна со всем ледяным сосулькам. Висит на сводах штольны натуральных. Сквозь сосульки, коих иногда много разной длины и толщины вместе срослись, проходят сверху вертикальные скважины разной ширины, из коих горная вода каплет, долготу их наращает и производит капь нижнюю, которая растет от падающих капель из верхних сосулук. Цвет капи, а особливо верхней, бывает по большей части, как и накипи, белой сероватой; как хорошая ярь, зеленой; или со всем вохряной» (Ломоносов, 1949, с. 43).

Хотя водные хемогенные отложения пещер издавна привлекали внимание исследователей, вопросы классификации и типизации их до последнего времени разработаны слабо. Среди специальных исследований выделяется работа В. И. Степанова (1971), который подразделяет минеральные агрегаты пещер на три типа: сталактит-сталагмитовая кора (сюда включаются продукты кристаллизации из свободно стекающих растворов, т. е. сталактиты, сталагмиты, сталагматы, драпировки, натечи на стенах и полу пещер), кораллиты (к этому типу относятся минеральные агрегаты, возникающие из капиллярных водных пленок на поверхности подземных полостей и натечных форм) и антолиты (этот тип представлен скручивающимися и расщепляющимися при росте

параллельноволокнистыми агрегатами легко растворимых минералов — гипса, галита и других). Хотя в основу этой типизации положен генетический классификационный признак, теоретически она недостаточно обоснована.

Большой интерес представляют классификации водных хемогенных отложений, предложенные Д. С. Соколовым (1962) и Г. А. Максимовичем (1963). На основе учета этих исследований хемогенные образования могут быть подразделены на следующие основные подтипы: сталактито-сталагмитовые (натечные), отложения из водных растворов (коломорфные) и кристаллитовые (Чикишев, 1973б).

Сталактито-сталагмитовые образования¹, имеющие широкое распространение в пещерах, по форме и способу происхождения подразделяются на две большие группы: сталактитовые (от греческого *stalaktós* — натекающий по капле), образующиеся за счет известкового вещества, выделяющегося из капель, висящих на потолке, и сталагмитовые (от греческого *stalagma* — капля), формирующиеся за счет вещества, выделяющегося из упавших капель. Среди натечных сталактитовых образований выделяют гравитационные (конусообразные, луковичеобразные, тонкотрубчатые, пластинчатые и другие) и аномальные (геликтиты). Наибольшее распространение имеют конусообразные сталактиты. Рост их определяется за счет вод, стекающих по тонкой полости, расположенной внутри сталактита, а также за счет поступления кальцитового материала по поверхности натека. Нередко внутренняя полость располагается эксцентрично. Из отверстия этих трубочек капает вода. Размеры конусообразных сталактитов, располагающихся преимущественно вдоль трещин и хорошо их индицирующих, определяются условиями поступления карбоната кальция и величиной подземной полости. Обычно сталактиты не превышают 0,1—0,5 м длины и 0,05 м в диаметре. Иногда они могут достигать 2—3 и даже 10 м длины и 0,5 м в диаметре.

Интересны луковичеобразные (сферические) сталактиты, образующиеся в результате закупорки отверстия трубки, что обуславливает возникновение на поверхности сталактита аберрационных утолщений и узорчатых наростов. Сферические сталактиты из-за вторичного растворения кальция поступающими в пещеру водами нередко пустотелы.

Особенно интересны тонкотрубчатые сталактиты, образующие иногда целые кальцитовые заросли. Их формирование связано с выделением карбоната кальция или галита из инфильтрационных вод. Просочившись в пещеру и попав в новые термодинамические условия, инфильтрационные воды теряют часть углекислого газа. Это приводит к выделению из насыщенного раствора коллоидного карбоната кальция, который отлагается вдоль периметра падаю-

¹ Т. Г. Уарвик (Warwick, 1953) выделяет этот тип под названием «натечная формация» («flowstone formation»).

щей с потолка капли в виде тонкого валика (Максимович, 1963). Постепенно наращиваясь, валики превращаются в цилиндр образуя тонкотрубчатые нередко прозрачные сталактиты. Внутренний диаметр трубчатых сталактитов 3—4 мм, толщина стенок обычно не превышает 1—2 мм. В отдельных случаях они достигают длины 2—3 м и более.

На участках значительного притока инфильтрационных вод образуются пластинчатые сталактиты, достигающие иногда 6 м длины, 1—2 м ширины и 0,02—0,04 м толщины. Аналогичное происхождение имеют занавеси и драпировки, свисающие с потолка пещер. Они связаны с инфильтрационными водами, просачивающимися вдоль длинной трещины. Некоторые занавеси, состоящие из чистого кристаллического кальцита, совершенно прозрачны. В нижних частях их нередко располагаются сталактиты, заканчивающиеся иногда тонкими трубочками, на концах которых обычно находятся капельки воды. Кальцитовые натеки могут иметь вид окаменевших водопадов. В некоторых пещерах, где наблюдается значительное движение воздуха, встречаются изогнутые сталактиты—анемолиты, ось которых отклонена от вертикали. Образование анемолитов определяется испарением свисающих капель воды на подветренной стороне сталактита, что вызывает изгибание его в направлении движения воздушного потока. Угол изгиба у отдельных сталактитов может достигать 45°. Если направление движения воздуха периодически изменяется, то формируются зигзагообразные анемолиты.

Геликтиты — это сложно построенные эксцентрические сталактиты, входящие в подгруппу аномальных сталактитовых образований. Они встречаются в различных частях карстовых пещер (на потолке, стенах, занавесях, сталактитах) и имеют самую разнообразную нередко фантастическую форму: в виде изогнутой иглы, сложной спирали, скрученного эллипса, круга, треугольника и т. д. Игольчатые геликтиты достигают 30 мм длины и 2—3 мм в диаметре. Они представляют собой монокристалл, который в результате неравномерного роста меняет ориентацию в пространстве. Встречаются также поликристаллы, выросшие один в другой. В разрезе игольчатых геликтитов, растущих в основном на стенах и потолке пещер, не прослеживается центральная полость. Они обычно прозрачны. Спиралеобразные геликтиты развиваются преимущественно на сталактитах, особенно тонкотрубчатых. Они состоят из множества кристаллов. Внутри этих геликтитов обнаруживается тонкий капилляр, через который крайне медленно движущийся раствор достигает внешнего края агрегата.

Сложнейший механизм образования геликтитов в настоящее время еще недостаточно изучен. Многие исследователи (Н. И. Кригер, Б. Жезе, Г. Триммель) связывают формирование геликтитов с закупоркой канала роста тонкотрубчатых и других сталактитов, что определяет проникновение поступающей внутрь сталактита воды в трещины между кристаллами и выход ее на поверхность. Так

начинается рост геликтитов, обусловленный преобладанием капиллярных сил и сил кристаллизации над силой тяжести. Капиллярность является, по-видимому, главным фактором образования сложных и спиралеобразных геликтитов, направление роста которых первоначально в значительной мере зависит от направления межкристаллических трещин (Кригер, 1955).

Ф. Чера и Л. Муча (Cser, Maucha, 1968) экспериментальными физико-химическими исследованиями доказали возможность осаждения кальцита из воздуха пещер, что и вызывает образование геликтитов. Воздух с относительной влажностью 90—95%, перенасыщенный мельчайшими капельками воды, содержащими бикарбонат кальция, является аэрозолем. Выпадающие на выступы стен и кальцитовых образований капельки воды быстро испаряются, а карбонат кальция выпадает в виде осадка. Наибольшая скорость роста кристалла кальцита идет вдоль главной оси, обуславливая формирование игольчатых геликтитов. Следовательно, в условиях, когда дисперсионной средой является вещество, находящееся в газообразном состоянии, геликтиты могут расти за счет диффузии растворенного вещества из окружающего их аэрозоля («аэрозольный эффект»).

Наряду с кольматажем питательного канала отдельных тонкотрубчатых сталактитов и «аэрозольным эффектом» на формирование геликтитов, по мнению некоторых исследователей, влияют также гидростатическое давление карстовых вод (Л. Якуч), особенности циркуляции воздуха (А. Вихман) и микроорганизмы. Эти положения, однако, недостаточно аргументированы и, как показали исследования последних лет, в значительной мере дискуссионны. Таким образом, морфологические и кристаллографические особенности эксцентричных натечных форм могут объясняться либо капиллярностью, либо влиянием аэрозоля, а также комбинацией этих двух факторов.

Изучение сталактитов показало, что они состоят в основном (92—100%) из кальцита. Кристаллы кальцита имеют таблитчатую, призматическую и другие формы. В продольном и поперечном разрезах сталактита под микроскопом прослеживаются веретенообразные зерна кальцита длиной 3—4 мм. Они расположены перпендикулярно к зонам нарастания сталактита. Промежутки между веретенообразными зернами заполнены мелкозернистым (до 0,03 мм в диаметре) кальцитом. При сильном увеличении наблюдается тонкокристаллическое строение отдельных зерен мелкозернистого кальцита. Иногда в них встречается значительное количество аморфного и глинисто-известкового материала. Загрязнение сталактита глинистым пелитовым материалом, прослеживающимся в виде тонких параллельных прослоек, определяет его полосчатое сложение. Полосчатость идет вкрест простирания кристаллов. Она связана с изменением содержания примесей в поступающем растворе во время роста сталактита (Шерстюков, 1940).

Скорость роста сталактитов определяется быстротой притока (частотой скапывания) и степенью насыщенности раствора, характером испарения и особенно парциальным давлением углекислого газа. Частота падения капель со сталактитов изменяется от нескольких секунд до многих часов. Иногда падения капель, висящих на концах сталактита, вообще не наблюдается. В этом случае, по-видимому, вода удаляется только за счет испарения, что обуславливает крайне медленный рост сталактитов. Специальные исследования, проведенные венгерскими спелеологами, показали, что жесткость воды капель, свисающих со сталактита, больше, чем падающих, на 0,036—0,108 мг·экв. Следовательно, рост сталактита сопровождается уменьшением в воде содержания карбоната кальция и выделением углекислоты. Этими исследованиями установлено также значительное изменение жесткости сталактитовых вод в течение года (до 3,6 мг·экв), причем наименьшая жесткость отмечается зимой, когда содержание углекислоты в воде в связи с ослаблением жизнедеятельности микроорганизмов понижается. Естественно, это влияет на темпы роста и форму сталактитов в разные сезоны года.

Особый интерес вызывают непосредственные наблюдения (пока немногочисленные) за скоростью роста сталактитов. Благодаря им удалось установить, что интенсивность роста кальцитовых сталактитов в разных подземных полостях и в разных природных условиях различна—от 0,03 до 35 мм/год (Максимович, 1965). Особенно быстро растут галитовые сталактиты. В условиях притока сильно минерализованных хлоридно-натриевых вод скорость роста галитовых сталактитов в отдельных случаях может достигать 1,3 м в год (Юшкин, 1972).

Сталагмиты составляют вторую большую группу натечных образований. Они формируются на полу карстовых пещер и обычно растут навстречу сталактитам. Сталагмиты обычно имеют небольшие размеры¹. Лишь в отдельных случаях они достигают высоты 6—8 м, при диаметре нижней части 1—2 м. Форма их определяется условиями образования, и прежде всего, степенью обводненности пещеры. В зависимости от формы сталагмиты подразделяются на конические, пагодообразные, пальмовые, сталагмиты-палки, кораллиты (сталагмиты древовидной формы, имеющие вид коралловых кустов) и другие. Встречаются эксцентричные сталагмиты. Искривление их нередко вызывается медленным движением осыпи, на которой они формируются. Основание сталагмита в этом случае постепенно перемещается вниз, а падающие на одно и то же место капли определяют искривление сталагмита в направлении вершины осыпи. На участках, где сталагмиты соединяются со сталактитами, образуются кальцитовые колонны,

¹ Самый крупный сталагмит в мире высотой 63,2 м найден в пещере Мартин (Куба). Второе место занимает сталагмит в Красногорской пещере (Чехословакия), высота его 32,7 м. Широко известен также сталагмит Карлсбадской пещеры (США), достигающий 18,9 м высоты и 4,9 м в поперечнике.

или сталагматы, самой разнообразной формы. Особенно красивые зорчатые или витые колонны.

Для сталагмитов характерно слоистое строение. В поперечном разрезе чередуются концентрически расположенные белые и темные слои, толщина которых от 0,02 до 0,07 мм. Толщина слоя по окружности неодинакова, так как падающая на сталагмит вода растекается по его поверхности неравномерно. Исследования Ф. Витасека (1951) показали, что нарастающие сталагмитовые слои представляют собой полугодовой продукт, причем белые слои отвечают зимнему периоду, а темные — летнему, поскольку теплые летние воды отличаются повышенным содержанием по сравнению с водами зимнего периода гидроокисей металлов и органических соединений. Белые слои характеризуются кристаллической структурой и перпендикулярным расположением зерен кальцита к поверхности слоев. Темные же слои аморфны, их кристаллизации препятствует наличие коллоидного гидрата окиси железа. При сильном увеличении в темных слоях выявлено чередование многих белых и темных очень тонких слоев, что указывает на многократное изменение в течение года условий просачивания инфильтрационных вод.

В продольном разрезе сталагмит состоит как бы из множества тонких колпачков, надетых друг на друга. Кальцитовые слои горизонтальные в центральной части сталагмита, резко падают вниз по направлению к его краям. Скорость роста сталагмитов различна. Она зависит от влажности воздуха в пещере, особенностей его циркуляции, величины притока раствора, степени его концентрации и температурного режима. Скорость роста сталагмитов изменяется от десятых долей миллиметра до нескольких миллиметров в год. Особый интерес в этом отношении представляют работы чехословацких исследователей, применивших для определения возраста карстовых образований радиоуглеродный метод. Установлено, что скорость роста сталагмитов 0,09—0,45 мм/год (Franke, 1968). В длительной и сложной истории формирования натечных образований эпохи аккумуляции материала могут чередоваться с периодами его растворения.

К минеральным отложениям из водных растворов относятся кальцитовые плотины (гуры), кальцитовая кора, кальцитовые пленки, пещерный жемчуг (оолиты) и каменное молоко.

Кальцитовые плотины, или гуры, подпруживающие подземные озера, имеют довольно широкое распространение. В Советском Союзе они отмечены в 54 пещерах (Максимович, 1971). Гуры встречаются преимущественно в известняковых и значительно реже в доломитовых полостях. Они образуются в горизонтальных и наклонных проходах в результате выпадения из раствора карбоната кальция, что связано с выделением углекислоты вследствие изменения температуры водного потока при его движении по подземной галерее. Очертания плотин, имеющих обычно вид правильной или изогнутой дуги, определяются главным образом перво-

начальной формой выступов пола пещеры. Высота барражей от 0,05 до 7 м, а длина достигает 15 м. По морфологическим признакам гурь подразделяются на площадные и линейные. Последние развиты в основном в узких проходах с подземными ручьями, которые они разделяют на отдельные водоемы площадью до 1000 м² и более. Иногда встречаются так называемые запечатанные гурь (кальцитовые камеры). Подпруживаемые ими водоемы полностью покрыты кальцитовой пленкой.

Водный поток не только создает кальцитовые плотины, но и разрушает их. При изменении расхода потока и минерализации подземных вод под действием эрозии и коррозии в гурах образуются отверстия, проломы и пропилы. Это приводит к формированию сухих гурь, не способных удерживать воду. В результате дальнейшего растворения и размыва на месте кальцитовых плотин остаются лишь сильно корродированные выступы на полу и стенах полости.

Кальцитовая кора обычно образуется у основания стен, по которым стекает просочившаяся в пещеру вода. Поверхность коры, как правило, неровная, бугристая, иногда напоминает волновую рябь. Мощность кальцитовой коры в отдельных случаях превышает 0,5 м.

На поверхности подземных озер с высоко минерализованной водой иногда отмечаются кальцитовые пленки белого цвета. Они образуются из кристалликов кальцита, свободно плавающих на поверхности воды. Спаиваясь друг с другом, эти кристаллики формируют сначала тоненькую пленку, плавающую в виде отдельных пятен, а затем сплошную пленку кальцита, покрывающую все озеро, подобно ледяному покрову. На озерах, подпруженных гурами, образование пленки начинается от берегов. Постепенно разрастаясь, пленка занимает всю водную поверхность. Толщина пленок небольшая. Она изменяется от нескольких десятых долей миллиметра до 0,5 см и более. Если уровень озера понижается, то между поверхностью воды и пленкой может образоваться пространство. Кальцитовые пленки имеют преимущественно сезонный характер. Они возникают в сухие периоды, когда в озерной воде наблюдается высокая концентрация кальциевого и гидрокарбонатного ионов. При поступлении в пещеру обильных дождевых и талых снеговых вод кальцитовые пленки на поверхности подземных озер разрушаются.

По данным Л. М. Кузнецовой и П. Н. Чирвинского (1951), кальцитовая пленка представляет собой мозанку зернышек размером 0,05—0,1 мм в поперечнике. Ориентировка зернышек беспорядочная. По окраске они делятся на две группы: буроватые и мутные — слабопросвечивающиеся и бесцветные — более прозрачные, кажущиеся волокнистыми. Минералогический состав обеих групп зернышек одинаков. Они представлены чистым карбонатом кальция. Верхняя поверхность корочки под микроскопом бугристая, а нижняя — совершенно гладкая.

Кальцитовые пленки встречаются не только в известняковых, но и в гипсовых пещерах. Интересна в этом отношении пещера Оптимистическая, в северо-западной части которой на поверхности озера «Аквавита» отмечена белоснежная кальцитовая пленка толщиной до 2 мм. Наряду с кальцитовыми пленками на поверхности озер встречаются также гипсовые. Они словно прозрачный ледок покрывают не только водную гладь озера, но и глинистые его берега. Такую пленку можно видеть, в частности, на поверхности озер Кунгурской ледяной пещеры.

Во многих пещерах, развитых в карбонатных породах, встречаются небольшие кальцитовые шарики — оолиты¹, или пещерный жемчуг. Жемчужины имеют овальную, эллиптическую, сферическую, полиэдрическую или неправильную форму. Длина их обычно от 5 до 14 мм, а ширина от 5 до 11 мм. Самый крупный оолит в Советском Союзе был найден в Мааникварской шахте, входящей в систему Новоафонской пещеры (Кавказ). Длина его 59 мм. По форме и размерам он напоминал куриное яйцо (Тинтилозов, 1976). Преобладают приплюснутые жемчужины. Иногда они сцементированы по несколько штук (10—20) и образуют оолитовый конгломерат. Цвет оолитов белый или желтоватый. Поверхность их матовая, гладкая, зеркальная или шероховатая.

Пещерный жемчуг сложен в основном (до 93%) кальцитом. В разрезе он имеет концентрическое строение, причем прослеживается чередование светлых и темных слоев. Толщина слоев может быть различной. В центральной части жемчужины отмечаются зерна кварца, кальцита или комочки глины, вокруг которых и нарастают оболочки коллоидного карбоната кальция. Интересно, что кристаллические оболочки оолитов отделены друг от друга тонкими прослоями пелитоморфного известняка, размер частиц которого меньше 0,01 мм.

Пещерный жемчуг образуется в неглубоких подземных озерах, которые питаются капающей с потолка водой, насыщенной карбонатом кальция. Важным условием формирования оолитов является их непрерывное вращение. По мере роста агрегатов вращение их замедляется, а затем вообще прекращается, так как они полностью заполняют ванночку, в которой образуются.

Рост оолитов зависит от многих факторов. При благоприятных условиях они формируются очень быстро. В пещере Хралупа (Болгария) были найдены оолиты в поперечнике 5—6 мм, которые состояли всего лишь из 3—4 концентрических слоев (Чолаков, 1964). Следовательно, их возраст может быть определен в 3—4 года. Однако к возможности использования кальцитовой слоистости для определения возраста натечных образований следует относиться с большой осторожностью, поскольку «...периодичность отложения карбоната кальция не совпадает с временами года, а

¹ В согласии с Д. В. Наливкиным (1956), все сферические концентрические слоистые образования мы называем оолитами, не подразделяя их по размеру на оолиты и пизолиты.

определяется только изменениями количества поступающей воды, температурой ее и окружающего воздуха» (Чолаков, 1964, с. 75).

Пещерный жемчуг, найденный в некоторых пещерах Русской равнины, по химическому составу не отличается от биогенного жемчуга морских моллюсков, поскольку тот и другой сложены углекислым кальцием. Между тем настоящий жемчуг отличается от пещерного ярко выраженным перламутровым блеском, характерным для арагонита, которым представлен биогенный жемчуг¹. Арагонит, однако, является неустойчивой модификацией карбоната кальция и самопроизвольно переходит в кальцит. Правда, при обычной температуре этот процесс идет довольно медленно.

Среди известковых образований особенно интересно лунное, или каменное, молоко (mondmilch). Оно покрывает своды и стены пещер на участках, где вода выступает из узких трещин и в условиях слабого испарения сильно разжиживает породу. Это очень редкое и пока еще слабо изученное явление природы на Русской равнине отмечено лишь в пещерах Среднего Поволжья.

Кристаллитовые образования, представленные кристаллами кальцита, арагонита, гипса и галита самых разнообразных форм, размеров и окраски, наблюдаются сравнительно редко. Среди них выделяются кальцитовые, арагонитовые и гипсовые цветы (антодиты) в виде пучков и розеток кристаллов, достигающих иногда нескольких сантиметров длины; они встречаются преимущественно в сухих участках пещер. Их происхождение связано, очевидно, с одной стороны, с кристаллизацией растворенного вещества конденсационных капель, а с другой — с коррозией карстующихся пород конденсационными водами. На Русской равнине кристаллитовые образования наиболее широко распространены в пещерах Подольи (Кривченская, Млынки, Оптимистическая).

Схема спелеолитогенеза разработана Г. А. Максимовичем (1965). Он показал, что характер и морфология хемогенных образований зависит от величины притока воды и парциального давления углекислого газа, которые значительно изменяются на разных стадиях развития пещеры. При больших притоках воды (1 — 0,1 л/с) выпадающий из раствора карбонат образует на полу пещеры покровы и гуры. Последние нередко располагаются каскадами. Когда приток воды из трещин и отверстий в потолке пещеры уменьшается, то создаются условия для формирования массивных (0,01—0,001 л/с), пагодообразных (0,001—0,005 л/с) и пальмовых (0,005—0,0001 л/с) сталагмитов. При дальнейшем уменьшении притока воды, насыщенной карбонатом кальция, возникают

¹ Биогенный жемчуг имеет вид небольших шариков сферической или неправильной формы, развивающихся в раковинах некоторых моллюсков. Он сложен преимущественно углекислым кальцием и характеризуется концентрическим расположением тончайших слоев перламутра, который состоит из очень тонких пластинок особой разновидности углекислого кальция — арагонита. Химический состав натурального жемчуга: углекислый кальций (арагонит) — 91,49%, органические вещества — 6,39, вода — 1,78 и другие вещества — 0,34% (Такаока Хитоси, 1957).

сначала конические сталактиты (0,0001—0,00001 л/с), а затем — сталагмиты-палки (0,00001—0,000001 л/с). Особый интерес представляет класс притоков с дебитом от 0,0001 до 0,00001 л/с (или 0,1—0,01 см³/с), определяющих переход от нижней литоаккумуляции к верхней, а также их совместное развитие. При ничтожно малых притоках воды образуются трубчатые сталактиты (0,001—0,00001 см³/с), сложные сталактиты с широким основанием (0,00001—0,000001 см³/с) и эксцентрические сталактиты (0,000001—0,0000001 см³/с). В формировании эксцентрических сталактитов принимают участие также конденсационные воды. На этом этапе спелеолитогеनेза силы кристаллизации доминируют над силой тяжести, которая играет главную роль при более значительных притоках. Заключительным звеном генетического ряда хемогенных образований являются кристаллитовые формы, связанные с выпадением кальцита из конденсационных вод, которые на этой стадии представляют единственный источник поступления влаги.

Предложенная Г. А. Максимовичем (1965) схема образования спелеоформ имеет важное теоретическое и методическое значение. Она позволяет наметить стройный генетический ряд карбонатно-литогенеза пещер. В этой схеме, к сожалению, не определено положение многих широко распространенных натечных форм (колонны, занавеси, драпировки и другие), что обусловлено, с одной стороны, ограниченностью материала экспериментальных наблюдений, а с другой — общей слабой разработанностью рассматриваемой проблемы.

Остаточные отложения образуются в результате выщелачивания карстующихся пород и аккумуляции на дне пещер нерастворимого остатка, представленного в основном глинистыми частицами. Мощность остаточных глинистых отложений в пещерах Русской равнины достигает иногда 0,2 м.

Водные механические отложения (аквальные механические осадки, по Д. С. Соколову) формируются при механическом переносе материала подземными водами. Они представлены аллювием подземных рек, осадками пещерных озер и аллохтонным материалом, принесенным в пещеры через трещины, органические трубы и колодцы. Эти отложения сложены преимущественно песчано-глинистым материалом, нередко сильно обогащенным карбонатом кальция. Мощность аквальных механических отложений обычно невелика. Лишь под органическими трубами они образуют глинистые осыпи высотой до 3 м и более. На участках высохших озер современные глинистые отложения разбиты иногда глубокими трещинами усыхания на неправильные полигоны.

Глыбово-обвальные отложения имеют широкое распространение во всех пещерах Русской равнины. Они состоят обычно из крупных хаотически нагроможденных глыб горных пород, обрушившихся со сводов и стен подземных полостей. Обрушение каменных глыб связано главным образом с химическим растворени-

ем породы вдоль трещин. Физическое выветривание играет второстепенную роль. Чаще всего наблюдаются старые глыбово-обвальные отложения, покрытые глиной и кальцитовыми натеками. Однако во многих пещерах можно встретить и совершенно свежие обвалы.

Криогенные отложения, представленные ледяными образованиями, встречаются в пещерах, где в течение всего года преобладают отрицательные температуры. На Русской равнине к таким пещерам относятся Кунгурская, Малая Сюкеевская, Кулогорская и некоторые другие. Пещерные льды подразделяются на следующие основные подтипы: сублимационный, инфильтрационный, конжеляционный и гетерогенный.

Среди сублимационных образований наибольший интерес представляют ледяные кристаллы, формирующиеся в результате взаимодействия относительно теплого воздуха с охлажденными предметами. Они имеют самую разнообразную форму, которая определяется режимом температуры, влажностью, направлением и скоростью воздушных потоков (Дорофеев, 1969). Выделяют кристаллы листовидной (образуются при температуре $-0,5-2^{\circ}$), пирамидальной ($-2-5^{\circ}$), прямоугольно-пластинчатой ($-5-7^{\circ}$), игольчатой ($-10-15^{\circ}$) и папоротниковидной формы ($-18-20^{\circ}$). Наиболее красивы пирамидальные кристаллы, представленные обычно ростками спиральных пирамид до 15 см в поперечнике. Изредка на сводах пещер появляются относительно правильные замкнутые шестигранные пирамиды, обращенные вершиной к потолку. Красивы также папоротниковидные кристаллы, образующиеся в сильные морозы и имеющие вид тонких (0,025 мм) пластинок до 5 см длиной, свисающих густой бахромой с потолка пещер. Эти кристаллы эфемерны; при незначительном повышении температуры они разрушаются. Срастаясь кристаллы нередко образуют искрящиеся гирлянды, ажурные кружева и прозрачные занавеси.

Ледяные кристаллы прозрачны и очень хрупки. Они обычно появляются весной и существуют несколько месяцев. Лишь в некоторых пещерах, особенно расположенных в области вечной мерзлоты, встречаются многолетние кристаллы. Химический состав ледяных кристаллов зависит от состава горных пород. По данным Е. П. Дорофеева (1969), минерализация однолетних сублимационных ледяных кристаллов Кунгурской пещеры составляет 56—90 мг/л, а многолетних — 170 мг/л.

К инфильтрационным формам относятся ледяные сталактиты, сталагмиты и сталагматы, имеющие гидрогенное происхождение. Они образуются в результате перехода воды в твердую фазу. Эти формы достигают 10 м высоты и 3 м в диаметре. Возраст их от 2—3 месяцев до нескольких лет. В Кунгурской пещере, например, имеется ледяной сталагмит, возраст которого превышает 100 лет. Однолетние формы прозрачны, а многолетние благодаря примесям имеют молочно-белый цвет с голубоватым или зеленоватым оттенком.

Однолетние и многолетние ледяные образования отличаются друг от друга и по структуре. Как показали исследования М. П. Головкова (1939), однолетние сталактиты в Кунгурской пещере представляют собой оптически одноосный монокристалл, тогда как многолетние сталактиты состоят из многих, послойно расположенных, удлинённых, частично огранённых кристаллов, ориентированных оптическими осями параллельно длине сталактита.

По химическому составу лед сталактитов, сталагмитов и сталагнатов может быть пресным с количеством растворимых веществ до 0,1% (1 г/л) или солоноватым. Наибольшая минерализация ледяных образований (до 1,5—2,2 г/л) отмечается в гипсовых пещерах.

На стенах и сводах в холодной части некоторых пещер отмечается кора обледенения, которая образуется, с одной стороны, за счет застывания стекающей по трещинам воды, а с другой — за счет сублимации водяных паров. Толщина ее обычно от долей миллиметра до 10—15 см. Лед прозрачный иногда молочно-белый. Возраст коры обледенения может быть самый различный, в отдельных случаях многолетний. Особый интерес представляют ледяные кристаллы, образовавшиеся на полу пещер при застывании инфилтратационных вод. Они имеют вид сросшихся игл с нарощенными снизу пластинками (Дорофеев, 1969).

На полу гротов и проходов ледяных пещер нередко развит покровный лед. Он имеет гидрогенное или гетерогенное происхождение. Мощность покровного льда от нескольких сантиметров до нескольких метров. Преобладает многолетний, часто слоистый лед. На участках аккумуляции снега встречается фирн. Химический состав покровного льда зависит от состава карстующихся пород. Различают пресный и солоноватый лед. В гипсовых пещерах он характеризуется сульфатно-кальциевым составом. Минерализация пещерных льдов в гипсовых полостях достигает 0,21% (Максимович, 1963).

Конжеляционный лед представлен льдом подземных озер и рек. Озерный лед образуется на поверхности подземных озер в холодное время или в течение всего года. Площадь озерного льда зависит от размеров озера. Лед на подземных потоках имеет преимущественно локальное распространение. Площадь речного льда и мощность его обычно невелика. Происхождение озерного и речного льда гидрогенное. При замерзании подземных водоемов иногда образуются красивые кристаллы в виде шестиконечных звезд толщиной в 1 мм и в поперечнике до 10 см (Дорофеев, 1969).

Пещерные льды содержат различные микроэлементы. Спектральный анализ пещерного льда, взятого из коры обледенения в Бриллиантовом гроте Кунгурской пещеры, показал, что среди микроэлементов преобладает стронций, на долю которого приходится более 0,1%. Содержание марганца, титана, меди, алюминия и железа не превышает 0,001% (Яценко, 1965).

По условиям возникновения пещерного холода, накопления снега и льда Н. А. Гвоздецкий (1972) выделяет семь типов карстовых ледяных пещер Советского Союза: а) карстовые колодцы и пропасти со снегом и льдом, лед в которых образуется из попадающего в холодное время года через устьевое отверстие снега; б) холодные пещеры мешкообразной формы, лед в них может возникнуть путем замерзания воды, поступающей из трещин; в) сквозные, или продувные, холодные пещеры с меняющимся в теплое и холодное полугодия направлением тяги воздуха, с гидрогенным льдом и атмогенными, или сублимационными, ледяными кристаллами; г) сквозные горизонтальные пещеры-ледники с окном в потолке, через которое попадает снег, превращающийся в лед; д) сквозные, или продувные, пещеры области вечной мерзлоты, где пещерный лед представляет собой ее особую форму; е) колодцеобразные полости области вечной мерзлоты; ж) мешкообразные полости области вечной мерзлоты.

Органогенные отложения — гуано летучих мышей и костяная брекчия — встречаются во многих пещерах Русской равнины. Однако залежи помета летучих мышей и скопления костей занимают обычно небольшие площади. В результате взаимодействия фосфатов залежей гуано с карбонатными породами и кальциевыми натечными образованиями в некоторых местах формируются метасоматические фосфориты.

Гидротермальные отложения в карстовых пещерах встречаются сравнительно редко. Особое положение среди них занимают так называемые гейзерные сталагмиты. Они представляют собой полые туфовые конусы, образовавшиеся в результате выпадения химических веществ из поднимающихся вверх сильно минерализованных термальных вод вследствие понижения температуры этих вод и выделения углекислого газа. Диаметр гейзерных сталагмитов, состоящих обычно из кальцита, арагонита и гипса, от 7 до 50 см, а высота их достигает 2 м. В верхней части сталагмита располагается небольшой кратер диаметром 2—16 см. В. Панош (Рапош, 1961) подразделяет гейзерные сталагмиты по форме и структуре на пять основных типов: плоские, низкие конусы, усеченные конусы, высокие конусы и сложные. С действием гидротермальных растворов, циркулирующих по тектоническим трещинам, связаны также накопления исландского шпата, флюорита, кварца, антимонита и барита.

Антропогенные отложения в пещерах Русской равнины представлены остатками древних материальных культур, находимых преимущественно в ближних частях пещер. В этом отношении интересна, например, пещера Вертеба (Подоллия), где в культурном слое найдены кремневые, каменные и костяные орудия, керамика, а также каменные изделия и украшения, относящиеся к раннеолитическому времени (Оссовский, 1895).

Климатические условия. Пещеры характеризуются своеобразными микроклиматическими условиями, зависящими преимущест-

венно от географического положения пещеры и ее морфологического строения.

Состав воздуха пещер изучен еще недостаточно. Однако исследования показали, что воздух пещер несколько отличается от атмосферного. Содержание углекислого газа, например, в некоторых пещерах достигает 0,3—0,5%, т. е. в 10—15 раз выше, чем в атмосферном воздухе. Основной источник углекислоты в карстовых полостях — инфильтрационные воды, которые обогащаются углекислотой при просачивании через почвенный покров. Повышенное содержание CO_2 связано также с протекающими в пещерах окислительными процессами (разложение органических веществ). Кроме того, в воздухе карстовых полостей отмечается иногда повышенное содержание азота, что можно объяснить подтоком в них сухих струй газа азотно-углекислого состава из глубинных частей Земли. Радиометрическими наблюдениями установлено, что количество ионов и радиоактивность воздуха в некоторых пещерах иногда в несколько раз выше, чем в свободной атмосфере. Ионизации воздуха в пещерах способствует радиогенный углерод, который в виде ^{14}C поступает в пещеры с метеорной водой и в большом количестве скапливается в натеchno-капельных образованиях. В дальнейшем слабое излучение этих натеков ионизирует пещерный воздух (Тинтилозов, 1976).

Температура воздуха карстовых пещер Русской равнины изменится в значительных пределах, хотя преобладает низкая положительная температура, близкая к среднегодовой температуре данной территории. Температура воздуха пещер зависит от их морфологических особенностей, размеров, глубины залегания, положения входа к господствующим ветрам и климатических условий территории. Если пещера небольшая и обмен воздуха в ней происходит непрерывно, то температура воздуха пещеры почти не отличается от температуры наружного воздуха. В слепых наклонных пещерах, полости которых находятся выше входа, всегда наблюдаются высокие температуры воздуха, а если ниже, то низкие, поскольку здесь застаивается холодный воздух. На температуру воздуха вертикальных полостей существенное влияние оказывают размеры входа и их морфологическое строение. В колодцах с широким входом и прямым стволом воздух всегда холоднее, чем в полостях такой же глубины, но имеющих узкий вход и несколько уступов.

Крупные пещеры по температурному режиму подразделяются обычно на две части. В привходовой части температура воздуха в течение года подвержена значительным колебаниям. Дальние же части пещеры характеризуются постоянной температурой воздуха в разные сезоны года. Интересна в этом отношении Кунгурская ледяная пещера. В ближайших гротах ее температура изменяется от -17 до $+1^\circ$. Это определяет появление здесь ледяных образований, которые сохраняются круглый год. В большей части пещеры отмечается постоянная температура воздуха 4,8—5,2°.

По особенностям температурного режима карстовые пещеры Русской равнины подразделяются на теплые (температура воздуха этих пещер выше среднегодовой данной местности), умеренные (температура воздуха их равна среднегодовой) и холодные (температура воздуха этих пещер ниже среднегодовой температуры поверхности).

Пещеры характеризуются высокой относительной влажностью воздуха, которая обычно составляет 98—100%. Влажность воздуха подвержена сезонным колебаниям. Так, в Бриллиантовом гроте Кунгурской ледяной пещеры влажность воздуха осенью составляет всего 67%, тогда как зимой она поднимается до 95%.

Между подземными полостями и наружным воздухом существует постоянный обмен. Скорость и направленность воздушного потока пещер определяются различиями в плотности наружного и подземного воздуха, а также особенностями морфологического строения полостей. Важную роль играют также карстовые реки, увлекающие за собой воздух при инфлюации в подземные полости, и наружный ветер.

Для горизонтальных карстовых пещер характерно сезонное изменение в циркуляции воздушного потока. Зимой, когда температура наружного воздуха значительно ниже температуры подземного воздуха, наблюдается движение холодного воздуха внутрь пещеры. При этом более теплый пещерный воздух по трещинам и органам трубам вытесняется из пещеры. При выходе на поверхность земли на морозе он превращается в ледяные кристаллы, образуя струю «морозного тумана». В теплое время года, наоборот, холодный подземный воздух выходит из нижних горизонтальных галерей наружу, при этом по вертикальным полостям и трещинам в пещеру поступает более теплый наружный воздух, который в подземных галереях постепенно охлаждается, определяя высокую влажность воздуха, достигающую иногда 100%. При конденсации водяных паров выделяется значительное количество тепла, что обуславливает повышение температуры воздуха пещер. Скорость воздушного потока определяется разностью температур между наружным и пещерным воздухом. Весной и осенью, когда температура наружного и подземного воздуха примерно одинаковая, движение воздуха в пещерах сильно ослабевает, а иногда на непродолжительный период (7—14 дней) вообще прекращается. В Кунгурской ледяной пещере, например, ежегодно в течение 182 дней (в среднем) воздух движется в пещеру и около 170 дней из пещеры. В середине апреля и в начале октября на протяжении 7—10 дней движение воздуха отсутствует.

Наклонные пещеры характеризуются иными условиями циркуляции воздуха. Пещеры, замкнутый конец которых находится выше входа — теплые. Летом теплый воздух движется в пещеру и нагревает ее, а зимой движение воздуха в пещере отсутствует, поскольку холодный, более плотный воздух не может подняться вверх и вытеснить более теплый пещерный воздух. Напротив, на-

клонные, мешкообразные пещеры, идущие вниз от входа, холодные. В зимнее время года, когда холодный воздух полностью вытесняет теплый воздух, они сильно переохлаждаются. Летом движение воздуха в них прекращается, так как теплый воздух не может попасть в пещеру.

Наряду с сезонными изменениями циркуляции воздуха пещер наблюдаются и суточные. Так, скорость воздушного потока у входа в Кунгурскую пещеру в июле ночью 2,2, а днем — 5,1 м/с (Альтберг, 1930). Это связано с колебаниями температуры наружного воздуха.

По особенностям изменения микроклимата пещеры подразделяются на три основных типа: динамические (характеризующиеся резкими изменениями метеорологических компонентов в течение коротких интервалов времени, связанными с сезонными изменениями циркуляции воздуха), статические (отличающиеся постоянством климатических условий на протяжении длительного времени) и статодинамические (Saar, 1956; Grimmel, 1968).

Реки и озера. Подземная гидрографическая сеть представлена реками и озерами. По дну многих пещер текут подземные реки, формируя иногда своеобразные долины, на склонах которых прослеживаются террасы. Это обычно небольшие потоки, лишь иногда они достигают значительных размеров. В пещере Куэшта, например, подземный ручей достигает 2,5 м ширины и 0,7 м глубины. Подземные реки образуются в результате поглощения карстовыми формами и трещиноватыми породами поверхностных вод. На некоторых подземных реках отмечаются небольшие водопады. Химический состав подземных потоков преимущественно гидрокарбонатно-кальциевый и сульфатно-кальциевый.

Большой интерес представляют подземные озера. По происхождению выделяется несколько типов подземных озер, которые связаны с определенными стадиями развития пещер. На ранних стадиях формирования пещеры образуются эвразийные, коррозийные и плотинные проточные озера. Последние создаются обвалами кровли, аккумуляцией на отдельных участках песчано-глинистых отложений и карбоната кальция, образующих запруды. На более поздних стадиях развития пещеры отмечаются подземно-проточные и непроточные котловинно-аккумулятивные озера. Котловинно-аккумулятивные озера образуются за счет скопления инфильтрационной воды в углублениях, выполненных глинистым материалом. Они не связаны с подземным потоком и друг с другом и могут находиться на разных гипсометрических уровнях.

Подземные озера в основном небольшие. Самое крупное подземное озеро Русской равнины озеро Большое располагается в Кунгурской ледяной пещере. Площадь его превышает 1200 м².

Уровень воды в подземных озерах подвержен сезонным колебаниям и нередко связан с уровнем близлежащей реки. В отдельных случаях амплитуда колебания достигает больших значений. Изменение уровня озер определяет не только их величину, но и

их количество. Так, в Озерном гроте Кунгурской ледяной пещеры в зависимости от уровня воды наблюдается либо одно озеро, либо 12 озер.

Температура воды в подземных озерах определяется характером местного климата и особенностями морфологического строения пещеры. Во многих озерах температура воды в течение всего года почти постоянная: изменяется лишь в пределах десятых долей градуса.

По химическому составу воды подземные озера Русской равнины подразделяются на две основные группы: гидрокарбонатно-кальциевые (с минерализацией до 550 мг/л), приуроченные к известняковым пещерам, и сульфатно-кальциевые (с минерализацией до 1250 мг/л и больше), развитые в гипсовых полостях.

Почвенный покров в пещерах отсутствует. Лишь в привходовых частях некоторых пещер, развитых в известняках и доломитах, отмечены небольшие участки перегнойно-карбонатных почв.

Растительность пещер является важным составным компонентом подземного ландшафта. Между тем изучению пещерной растительности до последнего времени почти не уделяется никакого внимания. Имеющиеся по этому вопросу сведения весьма скудны. Известно, что зеленые растения проникают в пещеру лишь до определенных пределов, при этом у них меняется анатомическая структура листа, хлорофилл смещается к краям листьев. Растения, попавшие в полную темноту, совершенно теряют хлорофилловые зерна. В дальних частях пещер встречаются автотрофные бактерии, которые, используя углекислоту минеральных соединений, создают органическое вещество. На помете летучих мышей развиваются мицелии грибов.

Животный мир. Низкие температуры, высокая влажность воздуха и отсутствие света определили особый комплекс пещерной фауны. Эта фауна, занимающая значительную часть литосферы, весьма специфична и достаточно богата по числу видов. В пещерах обитают простейшие, губки, кишечно-полостные, плоские черви, круглые черви, кольчатые черви, моллюски, членистоногие и хордовые.

Пещерные животные по условиям и характеру обитания подразделяются на три основные группы: троглобионты — типично пещерные обитатели, вне пещер не встречаются; троглофилы — животные, предпочитающие жить в пещерах, но встречающиеся и на поверхности земли; и троглоксенты — случайные посетители пещер.

Особый интерес представляют троглобионты. Эти животные лишены органов зрения и почти бесцветны. Глаза у них в условиях полной темноты редуцировались, зато значительное развитие получили органы осязания и обоняния. В жизненных циклах многих пещерных животных отсутствует сезонная периодичность. Так, на раковинах моллюсков нет годовых колец, что указывает на непрерывный рост их в течение всего года (Киршенблат, 1939).

Лишь в сильно обводняемых пещерах у некоторых водных животных наблюдаются сезонные особенности роста и размножения. Это связано с изменением уровня воды, а следовательно, с изменением обилия и состава пищи. Троглобионты приспособились к высокой влажности воздуха. Многие наземные животные (пауки, многоножки, мокрицы) могут длительное время ползать по дну водоемов, а обитатели вод нередко выходят на сушу.

Пещерные животные питаются в основном бактериями, плесневыми грибами, пометом летучих мышей, органическими остатками, принесенными в пещеру водой. Есть и хищники.

Среди троглобионтов много реликтовых форм. В периоды великих оледенений эти животные ушли в пещеры и на протяжении многих тысячелетий почти не изменились. Изучение их позволяет точнее восстановить отдельные звенья эволюции животного мира земли.

Животные пещер Советского Союза принадлежат к самым различным группам животного мира. Наибольшее число троглобионтов представлено Foraminifera (15 видов), Copepoda (29 видов), Asellota (9 видов), Oniscodea (10 видов) и Amphipoda (51 вид). На территории Советского Союза известно 462 вида пещерных животных, из них 183 вида троглобионтов (Лёвушкин, 1965). Это в основном обитатели вод. Сухопутных форм сравнительно немного, что связано, очевидно, с особенностями геологического развития территории и прежде всего неблагоприятным влиянием четвертичных оледенений.

По особенностям распространения и истории развития пещерной фауны в пределах Советского Союза выделяется две широтные зоны: северная умеренная, охватывающая Центральную Россию, Урал, Сибирь, и южная умеренная, включающая юго-запад Русской равнины, Крым, Кавказ, Среднюю Азию. Северная зона характеризуется необычайно бедной и однообразной спелеофауной, представленной исключительно водными троглобионтами, имеющими весьма широкое распространение, что снижает их индикационную значимость. Существенное влияние на эволюцию этого фаунистического комплекса оказали покровные оледенения, создавшие крайне неблагоприятные условия для формирования и сохранения пещерной фауны. Южная зона отличается значительным богатством и разнообразием пещерных животных, которые по генетическим связям с центрами формирования спелеофауны подразделяются на два зоогеографических комплекса — средиземноморский и восточноазиатский. Средиземноморская пещерная фауна имеет древний (позднепалеогеновый) возраст. Она произошла от морской фауны, с одной стороны, и от тропической наземной фауны — с другой. Троглобионты южной зоны представлены как водными, так и сухопутными видами (Лёвушкин, 1965; Маруашвили, 1971).

Среди троглофилов особенно интересны летучие мыши, которые встречаются почти во всех пещерах Русской равнины. К ним

относятся усатая ночница (*Myotis mystacinus* Kuhl.), прудовая ночница (*M. dasycneme* Boie), ушан (*Plecotus auritus* L.), северный кожанок (*Eptesicus nilssoni* Kejset. Blas) и другие виды. Зимой летучие мыши проводят в глубоком сне, повиснув на потолке или стенах пещер. Они могут спать при температуре не ниже $+2^{\circ}$, лишь ушаны и северные кожанки выдерживают холод до -4° (Стрелков, 1961). Своеобразие зимнего сна летучих мышей заключается в быстром переходе животных из состояния оцепенения к активности и обратно. Достаточно легкого шума или яркого света, как зверек просыпается и улетает. Как показали наблюдения, зимний сон летучих мышей регулярно прерывается кратковременными периодами бодрствования, причем к весне животные просыпаются чаще. Весной первыми просыпаются и покидают пещеру самки, а затем примерно через месяц вылетают самцы. Летом некоторые летучие мыши продолжают жить в пещере, а другие улетают за много десятков километров от зимнего убежища (Стрелков, 1961).

В пещерных отложениях, в воде и в воздухе подземных полостей отмечены микроорганизмы. В 1 г глины в разных гротах Кунгурской ледяной пещеры содержится от 10 000 до 500 000 микробов, т. е. в 1000 раз меньше, чем в 1 г почвы на поверхности Земли. Больше всего бактерий содержится во влажных подземных илах. В воде и в воздухе пещер, особенно зимой, микроорганизмов также очень мало. Содержание микробов в воздухе Кунгурской пещеры в разных ее частях от 140 до 6020 в 1 м³. Следовательно, по содержанию бактерий пещерный воздух приближается к чистому воздуху лесов и верхних слоев атмосферы (Максимович, 1963).

ГЕОХИМИЯ ПОДЗЕМНЫХ ЛАНДШАФТОВ

Наибольшее значение в последние годы приобретают вопросы геохимии подземных карстовых ландшафтов, связанные с исследованием перераспределения минеральных веществ в карстующем массиве и особенно миграции микроэлементов.

Среди исследований, посвященных геохимии сульфатного карста, выделяются работы К. А. Горбуновой, А. М. Кропачева (1972), К. А. Горбуновой и др. (1974). В них рассматриваются особенности миграции стронция, марганца и титана в районе Кунгурской пещеры, образовавшейся в нижнепермских гипсах и ангидритах, содержащих небольшие по мощности пачки доломитов и известняков. На основе спектрального анализа большого числа проб (196) установлено, что среднее содержание стронция в гипсах составляет 0,14%, в ангидритах — 0,2, в доломитах — 0,001%, в инфильтрационных водах, просачивающихся в пещеру через толщу сульфатных пород мощностью около 70 м, — более

1%, в водах подземных озер — более 1 (от 1 до 3%), в гидrogenных льдах (сталактиты, сталагмиты, покровный лед) — 1, в сублимационных льдах (ледяные кристаллы) — 0, в пещерной глине — 0,009, в хемогенных образованиях — 0,1% (табл. 16).

Таблица 16

СРЕДНЕЕ СОДЕРЖАНИЕ СТРОНЦИЯ, МАРГАНЦА И ТИТАНА В ПОДЗЕМНОМ
КАРСТОВОМ ЛАНДШАФТЕ КУНГУРСКОЙ ПЕЩЕРЫ
(ПО К. А. ГОРБУНОВОЙ И ДР., 1972, 1974)

Название пробы	Содержание, %		
	Sr	Mn	Ti
Гипс и ангидрит	0,14—0,20	0,005	0,0014
Доломит и известняк	0,001	0,5	0,011
Капель	1,0	0,001	0,0005
Вода озера и шурфа	1,0	0,002	0
Глина	0,009	0,2	0,2
Кальцитовая корочка	0,1	0,3	0,008
Кристаллы гипса	0,12	0,0007	0,001
Кристаллы льда	0,0	0,003	0
Ледяные сталактиты	1,0	0,0005	0

Низкое содержание стронция в доломитах объясняется, очевидно, интенсивным выносом его из маломощных и значительно закарстованных прослоев и пачек карбонатных отложений, заключенных в сульфатную толщу. Обращает на себя внимание также невысокое содержание стронция (0,009%) в пещерных глинах, представляющих собой остаточный продукт выщелачивания карстующихся пород. В талой воде ледяных кристаллов стронций вообще не обнаружен.

Гипсы и ангидриты, в которых выработана пещера, характеризуются очень низким содержанием марганца (0,005%), тогда как в прослоях карбонатных пород (доломитах и известняках) концентрация его достигает 0,5%, т. е. в 5 раз превышает кларк литосферы (Горбунова и др., 1974). Содержание марганца в водах пещерных озер в 2,5 раза меньше, а в пещерной глине в 40 раз больше, чем в сульфатных породах. Особенно велико (0,3%) его содержание в кальцитовой корочке. Напротив, кристаллы гипса и ледяные сталактиты отличаются низким содержанием этого элемента. Титан, содержание которого в карстующихся карбонатных и сульфатных породах весьма невелико, не обнаружен в водах подземных озер и ледяных образованиях, что объясняется его слабой подвижностью в зоне эпигенеза. В то же время в пещерных глинах концентрация титана в 143 раза превышает его содержание в сульфатных породах.

Таким образом, подземные карстовые ландшафты, развивающиеся в условиях распространения сульфатных пород, характеризуются своеобразной геогидрохимической обстановкой, отличаю-

щейся формированием сульфатных или сульфатно-кальциевых гидрхимических фаций, относительно обогащенных стронцием, марганцем и титаном.

РАЗВИТИЕ И ВОЗРАСТ ПОДЗЕМНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Карстовые полости и соответствующие им подземные ландшафты имеют свою историю развития и свой возраст. Теория происхождения известняковых карстовых пещер была разработана У. М. Дейвисом (Davis, 1930). В эволюции так называемых двухцикловых пещер, образовавшихся при двукратном поднятии известнякового массива, он различал пять основных этапов: 1) зачаточные каналы, формирующиеся в зоне полного насыщения медленно движущихся фреатических вод, находящихся под давлением; 2) зрелые галереи, когда в условиях распространения безнапорных вадозных¹ потоков начинает доминировать механический размыв (коррозия); 3) сухие галереи, возникшие в результате ухода воды в глубь массива, вследствие регионального поднятия территории; 4) натеchno-аккумулятивный, характеризующийся заполнением галерей натеchno-капельными и другими пещерными отложениями; 5) разрушения подземных галерей (пенепленизации).

На основе теории У. М. Дейвиса было создано представление о фреатической (пещерные галереи разрабатываются подземными водами, находящимися под давлением) и вадозной (подземные воды свободно, не под напором движутся по галереям в сторону дренирующих систем) стадиях развития пещер (Bretz, 1942).

Наиболее полно вопросы эволюции подземных полостей разработаны советскими исследователями Г. А. Максимовичем (1963, 1969б) и Л. И. Маруашвили (1969, 1970), которые выделили несколько стадий формирования горизонтальных карстовых пещер. Первая стадия — трещинная, затем щелевая. По мере увеличения ширины трещин и щелей в них проникает все большее количество воды. Это активизирует карстовые процессы особенно на участках чистых разностей пород. Пещера переходит в каналовую стадию. При расширении каналов подземные потоки приобретают турбулентное движение, что благоприятствует еще большему усилению процессов коррозии и эрозии. Это стадия подзем-

¹ За рубежом под вадозной зоной понимается зона свободной циркуляции подземных вод, располагающаяся выше их постоянного уровня. Она характеризуется интенсивным развитием коррозионных и эрозийных процессов. Фреатическая зона располагается ниже постоянного уровня подземных вод. Здесь преобладают процессы выщелачивания. В отечественной литературе вадозной зоне соответствуют зоны аэрации и сезонного колебания уровня подземных вод, а фреатической — зоны полного насыщения и глубинной циркуляции (Соколов, 1962).

ной реки, или воклюзовая. Она характеризуется значительным заполнением подземного канала водным потоком и выходом его в виде воклюзного источника на дневную поверхность, а также образованием органных труб, обвалом сводов, ростом гротов.

Размывая дно подземного канала, вода просачивается по трещинам в глубь карбонатных и галогенных толщ, где на более низком уровне разрабатывает новые полости, формируя более низкий этаж пещеры. Постепенно подземные каналы расширяются, а водный поток частично, а затем полностью уходит в нижние горизонты массива, и пещера становится сухой. В нее проникают по трещинам в кровле лишь инфильтрационные воды. Это коридорно-гrotовая натечно-осыпная (водно-галерейная, по Л. И. Маруашвили) стадия развития пещеры. Она отличается широким распространением химической и механической аккумуляции (в гипсовых пещерах стадия натечной аккумуляции отсутствует). Потолок и стены пещеры покрываются кальцитовыми натечками. Образуются каменные и земляные осыпи, последние располагаются преимущественно под органными трубами. Накапливаются также отложения рек и озер. С уходом водотока дальнейшее увеличение подземной полости резко замедляется, хотя коррозионная деятельность продолжается за счет инфильтрационных и конденсационных вод.

По мере развития пещеры она переходит в коридорно-гrotовую обвальную-цементационную (сухо-галерейную, по Л. И. Маруашвили) стадию. На этой стадии в результате обрушения кровли над подземными полостями возможно вскрытие некоторых частей пещеры. Постепенно обрушение свода пещеры приводит к полному ее уничтожению, что особенно характерно для верхних частей, отличающихся небольшой мощностью кровли. На уцелевших участках остаются лишь карстовые мосты и узкие арки. При полном разрушении пещеры, заложенной недалеко от земной поверхности, образуется карстовая долина. По мнению Л. И. Маруашвили, «...выделение обвальной стадии и ее отнесение к заключительной стадии нарушают действительный ход событий. Превращение неглубоко заложенной пещеры в результате обрушивания кровли в каньон, как правило, осуществляется в водно-галерейную стадию, что доказывается наличием рек в большинстве каньонов, образовавшихся таким путем» (Маруашвили, 1970, с. 610).

Если толща кровли превышает 100—200 м, то провалы в ней, как правило, не образуются, а подземные полости заполняются обрушившимися с потолка глыбами породы и принесенными песчано-глинистыми отложениями, которые разбивают пещеру на отдельные изолированные полости. В этом случае развитие пещеры заканчивается коридорно-гrotовой обвальной-цементационной стадией.

Продолжительность отдельных стадий пещерообразовательного цикла, отличающихся гидродинамическими и морфологиче-

скими особенностями, спецификой физико-химических процессов и своеобразием биоклиматических условий, измеряется десятками и сотнями тысячелетий. Продолжительность ранних стадий развития пещер (трещинная, щелевая, каналовая и воклюзовая) значительно короче. Пещеры «могут достигать зрелого водно-галерейного состояния за несколько тысячелетий от начального момента своего развития» (Маруашвили, 1969, с. 59). В этом отношении интересны экспериментальные исследования Е. М. Абашидзе (1967) по растворению стенок трещин глауконитовых известняков Шаорского водохранилища (Кавказ). Эти опыты показали, что за 25 лет непрерывной фильтрации в зависимости от скорости потока волосные трещины размером 0,1—0,25 мм могут увеличиться до 5—23 мм.

Следовательно, карстовые пещеры характеризуются сложной эволюцией, особенности которой зависят от сочетания самых различных факторов, определяющих нередко значительные отклонения от рассмотренной схемы. Развитие пещер может прекратиться или вновь начаться на любой морфолого-гидрологической стадии. Сложные пещерные системы состоят обычно из участков, находящихся на разных стадиях развития. Все это оказывает существенное влияние на особенности формирования подземных ландшафтов, развитие которых идет параллельно с морфолого-гидрологическими преобразованиями пещер, определяющими изменение как отдельных компонентов ландшафта, так и ландшафта в целом. При переходе, например, из воклюзовой стадии в водно-галерейную, а затем в сухо-галерейную резко изменяются морфологические, гидрологические и биоклиматические условия, что вызывает формирование новых, более сложных подземных комплексов. При осушении пещер экологический тип фауны изменяется, но водные биоценозы обычно не погибают, а смещаются в новообразующиеся ярусы, «что позволяет органическому миру пещер, с одной стороны, удерживать реликтовые черты, а с другой — эволюционизировать в направлениях выработки троглобионтных форм и усиления эндемизма» (Маруашвили, 1971, с. 500).

Наряду с особенностями эволюции пещер на развитие подземных ландшафтов особенно их биоклиматических компонентов существенное влияние оказывает изменение климата Земли. Это хорошо видно на примере Русской равнины, где в северной половине, покрывавшейся четвертичными оледенениями, преобладают молодые спелеокомплексы, возраст которых тесно связан с возрастом подземных полостей.

Возраст карстовых пещер в значительной мере зависит от литологического состава пород, в которых они формируются, и общей физико-географической обстановки. Однако даже в легкорастворимых сульфатных образованиях пещеры существуют иногда весьма длительное время. Так, начало формирования самых крупных в мире гипсовых пещер Подолии Оптимистической, Озер-

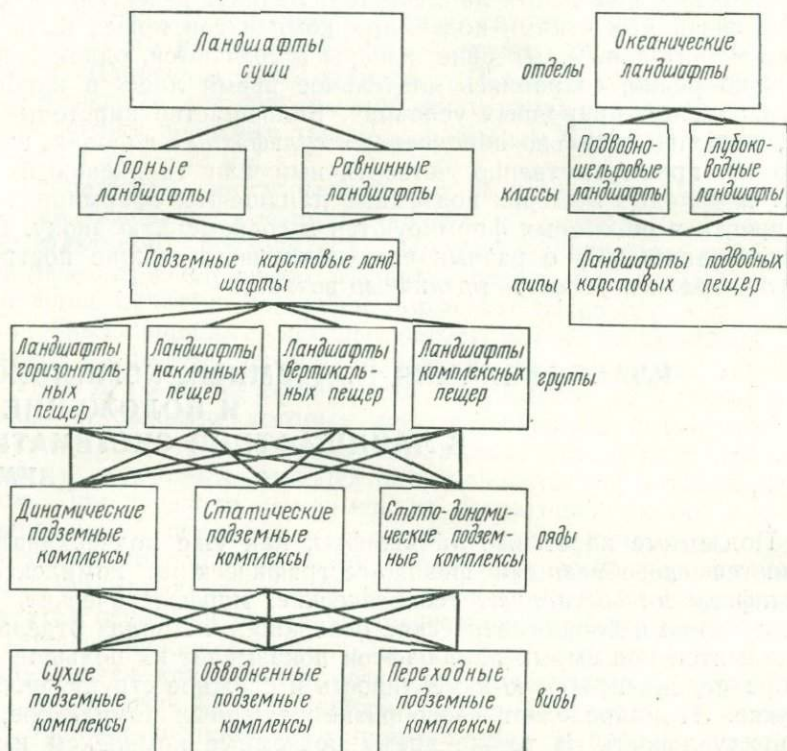
ной и Кривченской относится, по мнению В. Н. Дублянского и Б. М. Смольникова (1969), ко второй половине плиоцена, а по данным Н. В. Родионова (1963), К. А. Татарина (1965), И. М. Гуневского (1966) и А. Г. Чикишева (1969), — к верхнему миоцену. Следовательно, возраст этих пещер превышает 2—10 миллионов лет, что указывает на большую древность приуроченных к ним подземных ландшафтов. Возраст известняковых пещер и связанных с ними подземных комплексов может быть еще более значительным. Древние пещеры встречаются, однако, сравнительно редко, сохраняясь длительное время лишь в наиболее благоприятных природных условиях. Большинство карстовых пещер, особенно в сильно обводненных сульфатных породах, имеют молодой, преимущественно четвертичный или голоценовый возраст. В молодых пещерах подземные ландшафты сформировались недавно, а в некоторых формируются в современную эпоху. Подземные ландшафты в разных частях крупных сложно построенных пещерах могут иметь различный возраст.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ КОМПЛЕКСОВ И ПОЛОЖЕНИЕ ИХ В ЛАНДШАФТНОЙ СИСТЕМАТИКЕ ЗЕМЛИ

Подземные карстовые ландшафты, как уже подчеркивалось, являются своеобразными физико-географическими комплексами. Специфику их составляют геологические, морфологические, гидрологические и биоклиматические особенности. Анализ отдельных компонентов подземных ландшафтов показывает их большое разнообразие, значительную изменчивость и сложное структурное сочетание. Это определяет своеобразие пещерных комплексов, их индивидуальность. В то же время подземные комплексы имеют много общего и могут быть объединены в различные типы, закономерности распределения которых еще недостаточно изучены.

Все большее внимание исследователей привлекает классификация природных подземных комплексов и положение их в общей таксономической системе ландшафтных типологических единиц. Такие схемы впервые были разработаны Б. А. Гергедавой (1973) и А. Г. Чикишевым (1973б), которые попытались определить место подземного комплекса в ландшафтной оболочке Земли. Высоко оценивая классификацию подземных ландшафтов Б. А. Гергедавы, следует, однако, отметить некоторую громоздкость и неполноту предлагаемой им схемы, а также нечеткость положенных в ее основу классификационных признаков. Значительный интерес представляет опыт типизации подземных комплексов по их структурным особенностям, предложенный Л. И. Маруашвили (1971).

Исходя из общих закономерностей развития и распространения природных комплексов, подземные карстовые ландшафты выделяются нами в качестве особых типов географических ландшафтов, которые, в свою очередь, подразделяются на типологические группы ряды и виды:



Карст, будучи продуктом сложного взаимодействия различных природных факторов, сам, в свою очередь, оказывает существенное влияние на изменение отдельных природных компонентов и на ландшафт в целом. Он определяет формирование специфических природных комплексов в районах распространения карстующихся образований.

ВЛИЯНИЕ КАРСТА НА ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Карстовые процессы определяют интенсивное разрушение и преобразование коренных карбонатных, сульфатных и галоидных пород, а также перекрывающих их рыхлых отложений. Это находит выражение в образовании поверхностных и подземных карстовых полостей, формировании зон брекчиевидных известняков и доломитовой муки, нарушении первичного залегания пластов горных пород и внесении кластического материала в толщу карстующихся массивов. В отличие от многих других экзогенных процессов, оказывающих воздействие на самые верхние слои земной коры, карстовые процессы распространяются нередко на большую глубину, причем в некоторых случаях интенсивность их с глубиной даже возрастает.

Под влиянием карста состав горных пород, их структура и особенности залегания иногда существенно образом изменяются, что подтверждается специальными геологическими исследованиями, проведенными в разных карстовых регионах Русской равнины. Так, на Среднерусской и Калачской возвышенностях у г. Губкина, сел Синие Липяги, Нижняя Ведуга, Манино и в других местах псччй мел туронского и коньякского возраста полностью разрушен карстовыми процессами, и некарстующиеся опоки сантона, а также выполняющие карстовые воронки песчано-глинистые отложения палеогена залегают непосредственно на сеноманских песках. А у ст. Курбатово неогеновые глины не только выполняют древнюю карстовую полость, образовавшуюся в ту-

ронском мелу, но и замещают (на глубину до 4 м) сеноманские отложения. Это объясняется тем, «что сеноманские пески в условиях карста полностью размывались» карстовыми водами, которые «способствовали оползанию неогеновых глин из полости карста и замещению ими размытой части песков сеномана» (Дубянский, Косцова, 1969, с. 59). Наибольшие изменения состава горных пород отмечаются на участках распространения сульфатных образований. На Уфимском плато, например, верхняя пачка гипсов и ангидритов, залегающая между карбонатными толщами, часто имеет неполную мощность или вообще уничтожена карстовыми процессами, что определило увеличение доли карбонатных пород, которые растворяются в 7 раз медленнее, чем сульфатные (Лукин, Ковалев, 1965).

Местами в результате выщелачивания доломитов и доломитизированных известняков карбонатные породы полностью разрушены и превращены в доломитовую муку — рыхлую пористую (33—54%) породу, залегающую среди коренных пород в виде линз или прослоев. В окрестностях г. Коврова (Ковровское плато) среди каменноугольных пород шурфами вскрыта толща доломитовой муки мощностью до 10 м. Исследования показали, что с глубиной количество и мощность прослоев доломитовой муки уменьшается. Это указывает на более интенсивное развитие карстовых процессов в верхних частях карстующихся толщ.

Залегающие над карстовыми полостями горные породы иногда разбиты на глыбы и раздроблены. Это способствует проникновению природных вод в глубь массива и еще большему усилению карстовых процессов. Такие участки выявлены на Среднерусской возвышенности (к юго-востоку от Тулы), в Среднем Поволжье (д. Пивоварово) и во многих других районах Русской равнины, где в результате интенсивного выщелачивания напорными подземными водами глубоко залегающих гипсов отмечаются полное разрушение вышележащих пород (до глубины 100—150 м) и образование на поверхности земли крупных и глубоких (до 50—60 м) провалов.

Особенно сильно закарстована верхняя (до зоны горизонтальной циркуляции карстовых вод) толща карбонатных и сульфатных пород, где наблюдаются крупные карстовые полости и пещеры, приуроченные к участкам повышенной трещиноватости. Наиболее интенсивно карстовые процессы развиваются вдоль тектонических трещин и на контакте карстующихся и некарстующихся горных пород, где известняки и доломиты в значительной мере разрушены и превращены в мелкие обломки, промежутки между которыми заполнены глинистым материалом.

С карстовыми процессами связаны явления псевдотектоники, которые очень напоминают тектонические нарушения в залегании горных пород. Такие карстовые дислокации отмечены во многих районах Русской равнины, сложенных карстующимися образованиями. Особенно они характерны для Подольской возвы-

шенности, Кулойского и Уфимского плато. На Уфимском плато, например, почти в каждом обнажении иренских пород на склонах речных долин можно видеть ступенчатые сбросы, синклинальные складки и другие экзотектонические нарушения в залегании пластов горных пород (Лукин, Ковалев, 1965).

Длительное развитие карстовых процессов и формирование сложных систем подземных полостей определяют циркуляцию вод во всей толще карстующихся пород и образование на отдельных участках единого гидравлически связанного горизонта подземных вод.

С развитием подземного карста связано образование у выходов термальных источников травертинов, которые имеют широкое распространение во многих районах Советского Союза. Образование травертинов связано с изменением температуры и давления при выходе на поверхность карстового источника, что вызывает нарушение карбонатного равновесия и выпадение карбоната кальция в осадок. Будучи продуктом глубинного карста травертины нередко подвергаются выщелачиванию, при этом образуются иногда значительные по величине пещеры.

ВЛИЯНИЕ КАРСТА НА РЕЛЬЕФ

Карст оказывает существенное влияние на рельеф, определяя его своеобразие. Специфика карстового рельефа заключается в преобладающей роли замкнутых отрицательных форм рельефа. Для карстовых образований, особенно провального происхождения, характерна большая морфологическая динамичность. В некоторых местах, главным образом на водоразделах, карстовые формы нередко существуют длительное время.

Изменяя условия поверхностного и подземного стока, карстовые формы оказывают влияние на характер и направление рельефообразующих процессов. Они нередко являются центром бессточного участка, выступая своеобразным местным базисом эрозии. Отводя поверхностные воды в глубь горных массивов, карстовые формы рельефа ослабляют и локализуют эрозионные процессы. Выровненность и слабая расчлененность участков, сложных легкорастворимыми породами, в значительной мере обусловлена карстом. Наряду с ослаблением эрозионных процессов в карстовых областях наблюдается активизация в обводненных песчано-глинистых отложениях суффозии и глубокое проникновение в глубь массива физического выветривания. Обезвоживая покровные отложения, карст тем самым не благоприятствует развитию оползней, в связи с чем в типично карстовых регионах крупные ступенчатые оползни почти не встречаются, хотя достаточно широко распространены обвалы и отседания блоков закарстованных пород, особенно вдоль трещин разгрузки.

Следовательно, в районах с неглубоким залеганием карбонатных, сульфатных и галоидных пород карсту принадлежит важная рельефообразующая роль. Карст не только доминирует над другими денудационными процессами, но и оказывает на них большое влияние, в результате чего карстовые регионы характеризуются особым комплексом денудационных процессов (Лукин, Ковалев, 1965).

В районах интенсивного развития карста формируются различные типы карстового рельефа, резко отличающиеся по генетическим и ландшафтно-географическим особенностям от типов рельефа не закарстованных территорий. Типы карстового рельефа наиболее полно изучены в Среднем Поволжье, где распространены карстующиеся пермские отложения. Здесь выделяется пять основных типов карстового рельефа: а) котловинный тип рельефа с останцовыми холмами; б) холмисто-куполовидный тип рельефа с кольцевыми карстовыми рвами; в) долинно-карстовый тип рельефа с продольными карстовыми рвами; г) карстово-долинно-балочно-овражный тип рельефа; д) карстово-озерный тип рельефа (Ступишин, 1967). Выделенные А. В. Ступишиным в Среднем Поволжье типы карстового рельефа широко распространены и в других карстовых районах Русской равнины.

Большое влияние карст и литология оказывают на морфологию речных долин. В закарстованных известняках и доломитах образуются узкие, крутосклонные долины, иногда имеющие вид глубоких каньонов, дно которых занято рекой. При врезании реки в подстилающие карбонатные породы водоупорные отложения склонов в нижней части долины выполаживаются и долина приобретает своеобразное двухъярусное строение. В местах провала кровли над подземными полостями возникают каньонобразные долины с нависающими склонами. Доминируют прямолинейные каньоны, но встречаются и извилистые. Примером извилистого каньона может служить современная долина р. Сылвы, врезанная в древнюю неогеновую долину, сформировавшуюся в плиоцене на пенепленизированной поверхности Уфимского плато (Максимович, 1969а).

К типично карстовым долинам относятся мешкообразные, имеющие замкнутое верховье и начинающиеся обычно у подножия высокой отвесной стены, где вытекает карстовый поток; слепые, сток которых полностью поглощается карстовыми понорами; и замкнутые, характеризующиеся мешкообразным верховьем и заканчивающиеся слепо. Замкнутые долины образуются при обрушении свода пещеры или при слиянии нескольких линейнорасположенных карстовых воронок.

На участках, где поверхностный сток поглощается карстовыми образованиями, формируются сухие долины, или суходолы, дно и склоны которых усеяны многочисленными воронками. Иногда в начале суходола, в месте ухода воды под землю, наблюдаются небольшие асимметричные воронки эллиптической формы. Сухо-

доли чаще всего образуются при вступлении реки в закарстованную зону. Д. В. Рыжиков (1954) выделяет пять основных морфологических типов долин исчезающих рек. Первый тип — долины рек с нормальным продольным уклоном. Во время сильных дождей и весеннего половодья река имеет поверхностный сток на всем протяжении. Нижняя часть речной долины, усеянная понорами и воронками, большую часть года является суходолом. Второй тип — реки с полуслепой долиной. Образовавшаяся в устье реки асимметричная карстовая воронка в межень поглощает всю воду. Поверхностный сток отмечается только в половодье. Третий тип — реки со слепой долиной. По мере углубления водопоглощающей воронки долина превращается в слепую, река полностью поглощается понорами. Даже в половодье ниже воронки поверхностный сток отсутствует. Четвертый тип — реки со слепой и мешкообразной долинами. При вскрытии долиной главной реки подземного канала, отводящего воду слепой долины, и регрессивном обрушении свода пещерного потока в низовье исчезающей реки образуется мешкообразная долина. Пятый тип — реки образующие при вступлении в карстовую область только верхнюю слепую долину, ниже места поглощения реки понорами долины нет.

Следовательно, карст является важнейшим рельефообразующим фактором. В результате коренных преобразований карстовыми процессами первоначального рельефа формируется специфический карстовый рельеф. Нередко в условиях равнинных территорий карст настолько усложняет рельеф, что он приобретает характер горного рельефа. На Русской равнине к таким участкам могут быть отнесены Ичалковский бор и долина р. Варгол.

ВЛИЯНИЕ КАРСТА НА КЛИМАТ

Карстовые образования создают особый микроклиматический режим. Они определяют неравномерное распределение снежного покрова, что в значительной мере сказывается на степени промерзания почвы и вегетации растений в весеннее время.

Своеобразие микроклиматических условий в карстовых формах связано с экспозицией и крутизной склонов. Склоны южной экспозиции нагреваются сильнее не только склонов северной экспозиции, но и горизонтальной поверхности. Наибольшие различия в температурном режиме склонов разной экспозиции отмечаются в околополуденные часы. По данным А. В. Ступишина (1967), нагрев середины склона и дна воронки после полудня на 12° больше, чем прибровочной части, а относительная влажность в это же время на дне воронки по сравнению с бровкой почти в 2,5 раза больше. В нижней части крупных воронок обычно застаивает-

ся холодный воздух, что замедляет таяние снега. Даже в жаркие дни здесь бывает прохладно (Яцкевич, 1937; Чикишев, 1967б).

В условиях карстового рельефа распределение снежного покрова и глубина промерзания почвы крайне неравномерны. Карстовые воронки, даже достаточно крупные, к концу зимы заполняются снегом. В результате сноса снега в карстовые понижения грунт на их дне промерзает неглубоко, в связи с чем инфильтрация воды здесь отмечается уже почти с началом таяния снега. Следовательно, снос снега в воронки ослабляет эрозионные процессы и способствует активизации карста. Поверхность между карстовыми понижениями, прикрытая маломощным снежным покровом и местами оголенная, зимой глубоко промерзает и иногда покрывается сетью полигональных трещин.

ВЛИЯНИЕ КАРСТА НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И РЕЖИМ ПРИРОДНЫХ ВОД

Определяя быстрый перевод поверхностного стока в подземный и интенсивный водообмен между подземными водосборами, которые часто не совпадают с поверхностными, карст оказывает существенное влияние на гидрографические, гидрологические и гидрогеологические особенности территории. Это выражается в разрежении гидрографической сети, изменении гидрологического режима рек и своеобразии гидрогеологических условий.

Влияние карста на распределение и режим природных вод на территории Русской равнины рассмотрен в работах А. С. Козменко (1909, 1913), Л. Ф. Семеновой (1938), А. М. Гаврилова (1959, 1960), Г. А. Максимовича (1959, 1963, 1969а), В. А. Балкова (1970), Н. П. Торсуева (1961, 1964), В. К. Колотильщиковой (1962), П. В. Молитвина (1962, 1965), А. Г. Каска (1963), Ю. М. Гуревича (1966), Л. А. Шимановского (1966), Л. И. Бойко, Б. Н. Иванова, М. В. Комаровой (1967), О. Л. Марковой (1967), А. Г. Чикишева (1977) и других.

Влияние карста на гидрографию. В связи с интенсивным поглощением поверхностного стока карстовыми образованиями речная сеть в районах распространения карбонатных, сульфатных и галогенных пород сильно разрежена, а иногда вообще не развита. На эту особенность обратили внимание уже первые исследователи карста. Еще В. В. Докучаев отметил своеобразие режима некоторых карстовых рек Приволжской возвышенности. Так, р. Вадок (приток р. Пьяны), протекающая через оз. Вад, в верхнем течении, характеризующимся отсутствием карстовых образований, достаточно полноводна, тогда как «в среднем (перед вступлением в озеро), где много провалов, течет узенькой ленточкой; по выходе же из озера опять становится многоводной» (Докучаев, 1950, с. 348).

Поверхностный сток на участках распространения карстовых воронок и котловин разбивается как бы на множество замкнутых бассейнов, привязанных к отдельным формам. Выпадающие в пределах этих водосборов атмосферные осадки полностью просачиваются в глубь карстующихся массивов. В типичных карстовых областях дождевые и талые снеговые воды текут по поверхности массива на небольшом протяжении и исчезают в понорах.

В условиях голого карста имеет место только внеусловный сток в карстовые понижения. Иногда около крупных воронок наблюдаются небольшие сухие долины, заполняемые водой во время дождей и весеннего снеготаяния. Такие участки почти лишены постоянных поверхностных водотоков и густота речной сети их близка к нулю. Характерной особенностью покрытого карста является значительное колебание показателя густоты речной сети. Так, на Онего-Двинском междуречье он изменяется от 0,0 до 1,5 км/км², при этом если на незакарстованных равнинных территориях с увеличением высоты местности густота речной сети возрастает, то на закарстованных участках отмечается противоположная закономерность (Торсуев, 1961, 1964).

Особенно слабо речная сеть развита на сульфатных породах, характеризующихся обычно значительной закарстованностью. По данным В. А. Балкова и В. В. Карпова (1964), густота речной сети на Тулвинской возвышенности (Пермская область), сложенной пермскими красноцветными песчаниками, мергелями и глинами, составляет 0,6—0,7 км/км², тогда как в соседнем районе в пределах сводовой части Уфимского вала, где распространены карбонатные породы, несмотря на некоторое увеличение модуля стока, густота речной сети уменьшается до 0,1—0,2 км/км², а на Иреньско-Сылвенском междуречье, в строении которого участвуют гипсы и ангидриты кунгура, постоянные реки вообще отсутствуют.

Иногда лишенные поверхностных водотоков карстовые участки занимают значительную площадь. На Русской равнине безводные карстовые участки встречаются как в южных, так и в северных районах, хотя последние характеризуются условиями избыточного увлажнения. В бассейне р. Емцы реки отсутствуют на площади 800 км² (Торсуев, 1961, 1964), на Пандиверской возвышенности — на площади 1000 км² (Каск, 1963), а на Ижорской возвышенности — на площади 2060 км². Выпадающие здесь атмосферные осадки отводятся многочисленными карстовыми воронками в глубь карбонатных массивов, где собираются в водотоки, которые на значительном расстоянии протекают под землей, выклиниваясь на поверхность в окраинных частях возвышенностей и в долинах крупных рек. Только вдоль подошвы Пандиверской возвышенности выходит более 150 карстовых источников, некоторые из них являются истоками рек.

Наиболее крупная безводная карстовая область мира — равнина Налларбор (Австралия), сложенная известняками палеог-

на и неогена. Здесь на площади около 195 тыс. км² нет ни одной реки (Максимович, 1969а; Balázs, 1974). Это связано с широким развитием карста и большой сухостью климата (годовое количество осадков не превышает 200—250 мм). Следовательно, карстовые области характеризуются слабым развитием речной сети и малым эрозионным расчленением территории.

Другая особенность карстовых регионов — уменьшение степени извилистости рек, поскольку карст, определяя уменьшение объема поверхностного стока, не благоприятствует возникновению и развитию речных меандр. Коэффициент извилистости р. Емцы равен 1,40, а некарстовой р. Ваги — 1,66 (Торсуев, 1961).

Карст оказывает существенное влияние на минерализацию речных вод. Это можно проследить на примере р. Лопью (левый приток р. Вычегды). Вода в верхнем течении р. Лопью слабо-минерализована (общая жесткость 0,89 мг·экв/л), в среднем (где река врывается в гипсово-доломитовую толщу кунгура) — минерализация воды достигает 7,4, а в нижнем течении в связи с разбавлением речных вод слабоминерализованными водами карстовых источников минерализация речных вод снижается до 4,28 мг·экв/л (Торсуев и др., 1974).

Карстовые реки отличаются своеобразием температурного режима воды. Амплитуда колебания температуры воды карстовых рек меньше, чем некарстовых, при этом зимой температура воды их выше зональной величины, а летом — ниже. Неравномерный приток подземных вод определяет значительное изменение температуры воды на разных участках карстовых рек. Зимой в связи с притоком относительно теплых вод на многих карстовых реках образуются так называемые термические полыньи. Это же способствует резкому сокращению продолжительности, периода ледового покрова карстовых рек (Торсуев, 1961).

Карст оказывает существенное влияние также и на лимнологические особенности территории. Карстовые озера встречаются редко, причем отличаются преимущественно небольшими размерами. В Советском Союзе насчитывается 350 тыс. озер с площадью зеркала более 0,01 км², тогда как карстовых озер имеется лишь около 10 000 (Максимович, 1969а), при этом многие карстовые озера не учтены в общем подсчете озер, поскольку площадь их не достигает 1 га.

Карстовые озера отличаются обычно большими сезонными и многолетними колебаниями уровня. Нередко они полностью пересыхают. В зависимости от типа водного питания озера подразделяются на бессточные, сточные и проточные. Сточными и проточными карстовые озера встречаются редко, что является отличительной особенностью карстовых озер, большая часть которых относится к подземно-стоковым или испаряющим.

Влияние карста на гидрологический режим рек. Карст оказывает значительное влияние на норму стока, изменение годового стока, внутригодовую зарегулированность стока, характер изме-

нения максимального и минимального стока рек. Отличительная особенность карстовых областей — преобладание подземного стока над поверхностным.

Влияние карста на норму стока. Средний годовой сток карстовых рек, изменение которого связано преимущественно с несовпадением подземных и поверхностных водосборов, находится в прямой зависимости от степени закарстованности бассейна и в обратной — от общей увлажненности территории и площади водосбора. При сильной закарстованности водосбора модули стока характеризуются наименьшими значениями, а в отдельные периоды карстовые образования поглощают весь поверхностный сток.

На Русской равнине под влиянием карста отклонение среднего годового стока рек от зональной величины достигает иногда 70—90% (табл. 17).

Из таблицы следует, что одни реки (Ижора, Селгейги, Ледь, Пижма, Була, Меша, Пьяна, Сережа, Свяга, Судость) теряют от 15 до 37% стока, тогда как на других реках (Вигала, Хревица, Оредеж, Мудьга, Сойва, Улема, Оскол) сток увеличивается от 15 до 93% против его зональной (расчетной) величины, что связано с притоком в долины этих рек подземных вод из соседних карстовых массивов. Наибольшее снижение модуля стока (на 37%) отмечается на водосборе верхнего и среднего течения р. Ижоры, где она протекает по восточной сильно закарстованной части Ижорской возвышенности. В то же время за счет интенсивного притока карстовых вод средний годовой сток рек Оредеж и Мудьга значительно увеличен (на 82—93%) относительно его зональной величины. Анализ влияния карста на сток в различных природных зонах Русской равнины показывает, что в лесостепной зоне отклонения измеренных модулей под влиянием карста невелики, тогда как в зоне тайги «отклонения значений измеренных модулей от зональных под воздействием карста резко возрастают» (Балков, 1970, с. 82).

Интересно проследить влияние карста на изменение стока по длине реки по мере увеличения площади ее водосбора. В этом отношении лучше всего изучена р. Оредеж в Северной Прибалтике (Гаврилов, 1960; Балков, 1970). Фактическая величина стока на этой реке близка к расчетной (зональной) лишь в двух пунктах — Большое Заречье (верховья реки) и у д. Моровино; во всех остальных пунктах она выше зональной (табл. 18). Так, на участке реки от д. Б. Заречье до пос. Даймище, в связи с притоком подземных карстовых вод, фактический сток почти вдвое превышает расчетный. Затем вниз по течению р. Оредеж вследствие увеличения площади бассейна влияние карста на сток уменьшается, а у д. Моровино почти не ощущается, что связано с поглощением поверхностного стока трещиноватыми известняками среднего девона ниже пос. Вырица. На некоторых карстовых реках расход воды вниз по течению в связи с поглощением вод

Таблица 17

ВЛИЯНИЕ КАРСТА НА СРЕДНИЙ ГОДОВОЙ СТОК РЕК РУССКОЙ РАВНИНЫ
(ПО В. А. БАЛКОВУ, 1970)

Водосбор реки	Площадь водосбора, км ²	Средний годовой модуль стока, л/с-км ²		Показатель влияния карста на сток $\Delta M_k = M_\phi - M_p$	
		фактический (M_ϕ)	расчетный (M_p)	л/с-км ²	% от M_p
1	2	3	4	5	6
<i>Северо-Прибалтийская карстовая провинция</i>					
Вигала — рп Рапла	53,2	13,3	10,0	3,3	33
Селгейгн — д. Аркна	364	7,6	10,1	-2,5	-25
Хреница — с. Ивановское	260	16,5	9,5	7,0	74
Оредеж — пос. Даймище	230	16,4	8,5	7,9	93
Ижора — д. Антропино	1120	(5,7)	9,0	-3,3	-37
<i>Двинско-Мезенская карстовая провинция</i>					
Кулой — д. Кулой	3280	(10,0)	10,4	-0,4	-4
Мудьга — д. Пагракеевская	305	19,5	10,7	8,8	82
Кепина — д. Кепина	1170	11,6	11,2	0,4	4
<i>Онего-Двинская карстовая провинция</i>					
Ледь — д. Зеленнинская	2270	7,6	9,0	-1,4	-16
Моша — д. Мышелово	8020	8,8	10,0	-1,2	-12
<i>Тиманская карстовая провинция</i>					
Сойва — д. Б. Сойва	1690	11,8	10,3	1,5	15
Ухта — г. Ухта	4280	11,0	10,2	0,8	8
Пижма — д. Боровая	5220	8,8	10,8	-2,0	-18
Нем — с. Краснояр	4500	8,1	9,0	-0,9	-10
<i>Средневожская карстовая провинция</i>					
Большая Кокшага — рп Санчурск	2160	4,2	5,0	-0,8	-16
Була — д. Чатбаш	1320	3,2	3,9	-0,7	-17
Улема — д. Нарманка	181	5,0	4,0	1,0	25
Лог без названия — д. Нарманка	2,25	7,0	4,0	3,0	75
Меша — д. Обуховка	3850	4,0	4,7	-0,7	-15
<i>Окско-Клязьминская карстовая провинция</i>					
Нерль — с. Кибергино	4590	5,2	5,9	-0,7	-12
Пьяна — с. Гагино	2880	3,2	4,4	-1,2	-27
Сереза — с. Лесуново	1810	2,5	3,8	-1,3	-34
Кудьма — д. Новая	1700	3,3	3,8	-0,5	-13
Уводь — д. Объедово	3570	5,2	5,8	-0,6	-10
<i>Северо-Среднерусская карстовая провинция</i>					
Красивая Меча — г. Ефремов	3240	5,3			-16
Сосна — г. Елец	16300	4,7			7

1	2	3	4	5	6
<i>Приволжская карстовая провинция</i>					
Инсар — с. Языковка	3600	3,5	3,7	-0,2	-5
Свияга — с. Вырыпаевка	3600	2,5	3,0	-0,5	-17
Сызрань — с. Репьевка	4380	2,9	2,8	0,1	3
Терешка — с. Куриловка	7180	2,4	2,3	0,1	4
<i>Южно-Среднерусская карстовая провинция</i>					
Тим — с. Новые Савины	909	5,0			16
Судость — г. Погар	5180	3,7			-21
Оскол — г. Ст. Оскол	1540	5,3			24
Везелка — г. Белгород	394	3,8			27

значительно уменьшается. Река Ировка (Вятский увал), например, в верхнем течении имеет расход 330 л/с, в среднем — 120 л/с, а в нижнем — 20 л/с (Лаптева, 1967).

Влияние карста на изменчивость годового стока. Для карстовых рек Русской равнины характерно снижение изменчивости их годового стока, при этом ход годового стока в значительной мере зависит от степени закарстованности водосбора, его величины и увлажненности территории. Чем меньше увлажненность и площадь водосбора, тем больше относительное влияние карста на изменчивость годового стока рек. Следовательно, влияние карста на годовую сток усиливается с севера на юг в связи с уменьшением в том же направлении увлажнения водосборов и водоносности рек.

В. А. Балков (1970) количественно охарактеризовал влияние карста на изменчивость годового стока рек. Сравнивая коэффициенты вариации стока карстовых и некарстовых рек, он пришел к выводу, что влияние карста на изменчивость годового стока может быть как положительным, т. е. снижать ее величину, так и отрицательным, т. е. увеличивать изменчивость стока. Отрицательное влияние карста наблюдается на реках, отличающихся значительным русловым водопоглощением, а положительное типично для рек, характеризующихся усиленным притоком подземных карстовых вод (табл. 19).

Влияние карста на внутригодовую зарегулированность стока. Карст оказывает регулирующее влияние на сток. Это выражается в снижении объема весеннего и осеннего стока и в увеличении стока зимней и летней межени карстовых рек по сравнению с некарстовыми, поэтому колебания уровня воды карстовых рек обычно в 5—7 раз меньше, чем некарстовых (Торсуев, 1961). Особенно велико влияние карста на сток небольших рек. В этом отношении интересна р. Пярдомля

Таблица 18

ВЛИЯНИЕ КАРСТА НА СРЕДНИЙ ГОДОВОЙ СТОК В РАЗНЫХ ЧАСТЯХ Р. ОРЕДЕЖ
(ПО В. А. БАЛКОВУ, 1970)

Водосбор реки	Площадь водосбора, км ²	Средний годовой модуль стока, л/с·км ²		Влияние карста $\Delta M_k = M_{\phi} - M_p$	
		фактический (M_{ϕ})	расчетный (M_p)	л/с·км ²	% от M_p
Большое Заречье	(119)	(8,23)	8,7	(-0,5)	(-6)
Даймице	230	16,4	8,5	7,9	93
Сиверская	351	13,7	8,3	5,4	65
Белогорская	390	13,4	8,3	5,1	61
Вырица	734	10,9	8,1	2,8	35
Моровино	2890	7,5	7,4	0,1	1

Таблица 19

ВЛИЯНИЕ КАРСТА НА ВЕЛИЧИНУ КОЭФФИЦИЕНТА ВАРИАЦИИ ГОДОВОГО СТОКА НЕКОТОРЫХ РЕК РУССКОЙ РАВИНЫ (ПО В. А. БАЛКОВУ, 1970)

Водосбор реки	Площадь водосбора, км ²	Средний годовой сток, л/с·км ²	Коэффициент вариации годового стока (C_{vy})		Влияние карста на коэффициент вариации	
			фактич.	расчит.	коэффициент вариации, определяемый карстом (ΔC_{vk})	% от C_{vyp}

Северо-Прибалтийская карстовая провинция

Оредеж — рп. Вырица	734	11,0	0,17	0,32	0,15	-47
Педья — д. Тырве	792	(8,4)	0,22	0,31	-0,09	-29
Кунда — д. Сями	390	(12)	0,18	0,33	-0,15	-45
Касари — д. Теэнусе	649	10,5	0,19	0,32	-0,13	-41

Двинско-Мезенская карстовая провинция

Кулой — д. Кулой	3280	(10,0)	0,21	0,20	0,01	5
Мудьга — д. Патракеевская	305	19,5	0,15	0,28	-0,13	-46

Онего-Двинская карстовая провинция

Ледь — д. Зеленинская	2270	7,6	0,26	0,22	0,04	18
Волошка — д. Тороповская	7000	10,5	0,21	0,19	0,02	10

(Валдайская возвышенность). Величина поверхностного стока ее в 25 раз меньше подземного (Иванов, 1933).

Интенсивное поглощение карстовыми образованиями поверхностных вод определяет резкое увеличение роли подземного питания, доля которого на некоторых карстовых реках Онего-Двин-

ского междуречья (Емца, Пярга, Шелекса и др.) достигает 70—80% объема годового стока (Молитвин, 1965). На возвышенных участках, однако, картина значительно меняется. Так, в наиболее приподнятых частях Уфимского вала (восточная окраина Русской равнины) в связи с глубоким залеганием уровня подземных вод и меньшим по сравнению с соседними районами врезом русел, подземное питание рек либо невелико, либо вообще отсутствует (Балков, Карпов, 1966).

Внутригодовая зарегулированность стока карстовых рек находится в прямой зависимости от степени закарстованности территории, влияние которой на сток контролируется уклоном поверхности и увлажненностью водосбора. С увеличением уклона поверхности роль карста в зарегулированности стока уменьшается, а при уклонах более 0,1 становится незаметной. Напротив, с увеличением водоносности карстовых рек зарегулированность стока повышается. Следовательно, в направлении с юга на север по мере увеличения водоносности рек влияние карста на внутригодовую зарегулированность стока возрастает.

Влияние карста на максимальный и минимальный сток. Регулирующее влияние карста определяет снижение максимального стока в весеннее время и увеличение минимального стока в зимнюю межень.

Максимальный сток на карстовых реках по сравнению с некарстовыми обычно в несколько раз меньше. Интересны в этом отношении реки Изюмка и Шклея (Среднее Поволжье), расположенные в однородных физико-географических условиях и имеющие примерно одинаковую площадь бассейна (соответственно 154 и 179 км²). По данным Н. Н. Лаптевой и Ю. В. Бабанова (1964), весенний сток на р. Изюмке, бассейн которой сложен закарстованными карбонатными породами верхнеказанского подъяруса, в 8 раз меньше, чем на р. Шклее, где распространены глины и суглинки татарского возраста. Примером весьма сильного снижения максимального стока под влиянием карста может служить также р. Пярдомля. Амплитуда колебания уровня этой реки за 1931—1932 гг. составила всего 1,21 м и не превышала амплитуду колебания уровня грунтовых вод (Иванов, 1933). На отдельных участках весенний сток может вообще отсутствовать, поскольку талые снеговые воды полностью поглощаются карстовыми воронками.

Следовательно, карст оказывает значительное влияние на снижение максимального стока. Однако величина снижения максимального стока карстовых рек зависит от очень многих факторов и изменяется в разных природных зонах. Так, в лесной зоне Русской равнины вследствие пониженной интенсивности снеготаяния и повышенной водопроницаемости лесных почв модуль максимального стока, несмотря на избыточное увлажнение, лишь в 10 раз превышает годовой сток, а в лесостепной зоне — в 20—40 раз (Балков, 1970).

Карст, как правило, способствует увеличению минимального стока. На Тимане, например, величина модуля минимального среднемесячного стока карстовых рек в среднем на 55—65% больше соответствующих модулей стока некарстовых рек (Балков, 1970), а на Онего-Двинском междуречье средние месячные модули стока зимней и летней межени некоторых карстовых рек (р. Емца) всего лишь на 30—35% меньше средних годовых модулей стока (Молитвин, 1965). В отдельных случаях минимальный сток карстовых рек по сравнению с зональной величиной может увеличиваться до 400% (р. Бирь, приток р. Белой). В условиях отрицательного водообмена, напротив, отмечается снижение величины минимального стока карстовых рек.

Таким образом, карст оказывает существенное влияние на гидрологические особенности территории. При положительном подземном водообмене он «обуславливает: 1) повышение нормы годового стока, внутригодовой его зарегулированности и минимального стока; 2) снижение изменчивости годового стока, модуля максимального стока», а при «отрицательном водообмене происходит снижение нормы годового стока, внутригодовой зарегулированности стока, модулей минимального и максимального стока и увеличение коэффициента вариации годового стока» (Балков, 1970, с. 204).

Влияние карста на гидрогеологию. Карст оказывает большое влияние на режим и уровень подземных вод. На слабо закарстованных участках отмечается наиболее высокое стояние и наибольшая амплитуда колебания уровня подземных карстовых вод, тогда как сильно закарстованные территории характеризуются наиболее низким положением и малыми величинами колебания уровня (Гуревич, 1966; Колотильщикова, 1962; Максимович, 1963). Изменение уровня подземных вод в значительной мере зависит от характера инфильтрации и инфильтрации выпадающих атмосферных осадков. Особенно велика роль инфильтрации в весеннее время, когда талые снеговые и дождевые воды устремляются в карстовые воронки и поглощаются ими. Это определяет резкое повышение уровня подземных вод и столь же быстрое нарастание расходов карстовых источников. В некоторых карстовых районах выпадающие атмосферные осадки почти полностью поглощаются понорами и воронками. Интересна в этом отношении Ижорская возвышенность, расположенная в Северной Прибалтике. В течение года здесь выпадает около 600 мм осадков, причем половина годовой нормы идет на питание подземных вод. Наибольшее количество воды в толщу известняков поступает весной, когда отдельные карстовые воронки поглощают более 4000 м³ талых вод в сутки, а за весь период снеготаяния свыше 90 000 м³ воды (Колотильщикова, 1962). Если средняя интенсивность снеготаяния с учетом среднего суточного количества осадков составляет в весеннее время 5—7 мм/сут (Балков, 1970), то такие воронки могут полностью поглощать всю воду с участка площадью от 14 до

18 км² (Чикишев, 1972а). Летом в связи с расходом воды на испарение и транспирацию выпадающие осадки не просачиваются в толщу карстующихся пород, что определяет сезонную ритмичность в питании подземных вод. В летнее время уровень подземных вод в сильно закарстованных районах постепенно понижается и к концу зимы достигает наинизшего положения (Семенова, 1938).

ВЛИЯНИЕ КАРСТА НА ПОЧВЕННЫЙ ПОКРОВ

На сильно закарстованных участках почвенный покров характеризуется большой пестротой, резко изменяясь на коротких расстояниях, нередко даже в пределах одного карстового понижения. На карбонатном субстрате формируются сухие дерново-карбонатные или перегнойно-карбонатные почвы, отличающиеся пониженной кислотностью и хорошей структурой, а на сульфатном — щепнисто-солонцеватые и щепнисто-солончаковые почвы, мало пригодные для сельскохозяйственных целей. «Почвы на известняках, особенно щепнистые, как более сухие, имеют более высокую температуру, чем почвы на других породах в тех же климатических условиях. Вообще почвы на известняковых породах имеют черты почв более южных, в сравнении с почвами тех же климатических зон на некарбонатных породах» (Гвоздецкий, 1949, с. 170).

Высокая инфильтрация и инфлюация атмосферных осадков в карстовых районах приводит к формированию сильно выщелоченных почв. Почвы, особенно развивающиеся в карстовых воронках, содержат ничтожное количество легкорастворимых солей, поскольку последние выносятся инфильтрационными водами в глубь карстового массива. Однако «промытость» почв даже в пределах одной воронки нередко весьма различна. На теневых более заснеженных и задернованных склонах почвы отличаются большей оподзоленностью, чем на освещенных, подвергающихся большему воздействию линейной и плоскостной эрозии. На дне воронок в результате сполза мелкозема со склонов развиваются обычно намывные известковистые сильно обогащенные гумусом почвы (Гвоздецкий, 1954; Ступишин, 1967). Почвы в условиях карстового рельефа преимущественно маломощны, особенно на крутых склонах воронок, где мощность их обычно не превышает 5—10 см. Наибольшей (0,5 м и более) мощности почвы достигают на дне карстовых образований.

Карст оказывает влияние не только на особенности распределения почвенных разностей, но и почвенных типов. Интересны в этом отношении коричневые почвы, выделенные И. П. Герасимовым в самостоятельный тип почвообразования. Они развиваются, по его мнению, в условиях теплого переменного влажного субтропического климата под сухими и светлыми лесами и кус-

тарниками. Главное значение в их формировании имеют общеклиматические факторы. Е. С. Мичурина (1968) важную роль в образовании коричневых почв Крыма отводит карстовым процессам, подчеркивая, что «доминирующее значение в их становлении принадлежит не общеклиматическим факторам, а карстовым водам», поэтому «климатической теории недостаточно для объяснения генезиса этих почв без учета роли карстового процесса» (Мичурина, 1968, с. 499, 501).

ВЛИЯНИЕ КАРСТА НА РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

Обуславливая неравномерное увлажнение территории, карст оказывает существенное влияние на видовой состав и особенности распределения растительности. Он влияет не только на изменение растительного покрова, но и определяет смену растительных сообществ, характеризующих разные стадии карстового процесса.

В лесной зоне на участках интенсивного развития карста широко распространены представители степной растительности, тогда как в степи карстовые образования способствуют появлению древесно-кустарниковой растительности и даже сфагновых мхов. В типично карстовых районах в связи с крайне разреженной речной сетью и распространением редких ксерофитов пойменные и водораздельные луга отсутствуют. Карст в некоторых местах определяет настолько высокую сухость поверхности, что это неблагоприятно сказывается на растительности, особенно древесной. Такой участок сухого погибшего леса отмечен нами на Ижорской возвышенности в 3 км к югу от д. Кезелево (Чикишев, 1972б). Напротив, на Двинско-Мезенском междуречье в условиях избыточного увлажнения карстовые участки характеризуются повышенной продуктивностью лесов (до 250—300 м³ в сравнении со 100—150 м³ на незакарстованных территориях), причем заболоченность карстовых районов составляет менее 10%, достигая 30—40% на незакарстованных территориях (Сабуров, 1974).

В карстовых образованиях создаются своеобразные и самые различные условия для произрастания растений, что отражается на их видовом составе, особенностях распространения и густоте растительного покрова. Наиболее густая растительность в хорошо прогреваемых воронках располагается на северных склонах, а южные склоны вследствие сильного нагрева их солнечными лучами нередко почти лишены растительности. Влияние карста на изменение состава растительности отмечено многими исследователями. А. С. Козменко (1931), касаясь этого вопроса, писал, «что в то время как в лощинах без провалов дно бывает покрыто растениями иловатых почв, с такими малоценными и вредными в кормовом отношении растениями, как конский щавель, чемери-

ца и пр., в лощинах, где имеются действующие провалы, такие растения уже встречаются крайне редко, причем их заменяют злаковые растения, вроде тимофеевки, мятликов и др.» (с. 5). В карстовых формах встречаются иногда реликты. В одной из воронок Ичалковского бора был найден папоротник *Asplenium viride* Haus, типичный для арктической тундры и попавший в этот район в период максимального оледенения (Ступишин, 1967).

Уменьшая общую заболоченность территории, карст одновременно способствует образованию многочисленных, но незначительных по величине (длина не более 15—50 м) заболоченных участков, приуроченных к залившимся карстовым понижениям. Такие миниатюрные болота отличаются крайней пестротой растительных сообществ. При быстром увеличении мохового слоя, низинные болота превращаются в верховые, которые, разрастаясь, совершенно маскируют находящиеся под ними карстовые формы.

ВЛИЯНИЕ КАРСТА НА ЛАНДШАФТ

Карст оказывает существенное влияние не только на отдельные природные компоненты, но и на ландшафт в целом, определяя своеобразие географической среды в районах распространения легкорастворимых горных пород.

В карстовых районах формируется своеобразный тип ландшафта, что было отмечено уже ранними исследователями. Так, Н. Н. Соболев (1899б), изучая Онего-Двинский водораздел, где широко распространены известняки и доломиты каменноугольного возраста показал, что в карстовой области «и состав почвы... иной и даже характер флоры, чем в областях, лежащих севернее и южнее ее. Здесь почва, богатая известковыми солями (теплая), плодородна, дает хорошие урожаи трав и злаков... Лесные породы деревьев тоже имеют здесь особый характер. Только в этой области произрастает лиственница, достигающая здесь гигантской высоты» (Соболев, 1899б, с. 182). Позже вопрос о влиянии карста на географические ландшафты был рассмотрен многими исследователями, наиболее полно он проанализирован Н. А. Гвоздецким (1954, 1972), который выделил карстовые ландшафты в качестве особых физико-географических комплексов.

Рассмотренные данные, разумеется, не охватывают всего разнообразия типов влияния карста на природные особенности территории. Несомненно, специальные исследования и изучение литературных материалов позволят выявить новые интересные закономерности. Между тем приведенные результаты дают представление о ландшафтообразующей роли карста, и прежде всего о влиянии его на отдельные компоненты природных комплексов.

Изучение карстовых явлений для народного хозяйства имеет важное значение, поскольку без учета карста в районах распространения легкорастворимых карбонатных и сульфатных пород не может быть успешно осуществлено ни одно хозяйственное мероприятие, так как влияние карста сказывается в самых разнообразных сферах человеческой деятельности. Особенно часто приходится сталкиваться с карстом при строительстве, разработке и поисках полезных ископаемых, решении проблемы водоснабжения и сельскохозяйственном использовании земель.

Карст и строительство. Трудно переоценить значение карста при гидротехническом, железнодорожном, промышленном и гражданском строительстве.

Особенно важно проводить геологические, геофизические и специальные карстоведческие исследования при гидротехническом строительстве. Это позволяет установить, какое влияние оказывает карст на устойчивость и водоудерживающую способность создаваемых сооружений. При этом следует обращать внимание не только на существующий карст, но и на интенсивность современных карстовых процессов, поскольку растворение известняков и тем более гипсов, как показали экспериментальные исследования последних лет, при определенных условиях может проходить весьма энергично и оказать существенное влияние на гидротехническое сооружение (Родионов, 1958; Абашидзе, 1967).

В Советском Союзе накоплен богатый опыт гидроэнергетического строительства в карстовых районах. Он основан на специальном инженерно-геологическом изучении закарстованных территорий и выявлении основных закономерностей развития карста. Это «позволяет принимать верные и зачастую весьма смелые решения при строительстве плотин в сильнозакарстованных районах» (Лыкошин, 1968). В некоторых случаях удается «уйти» от карста (например, Куйбышевская ГЭС на Волге), т. е. так разместить гидросооружение, чтобы карст не мог оказывать на него влияния. В других случаях приходится создавать плотины на закарстованных участках (Сызранская ГЭС, Павловская ГЭС и

др.), при этом для защиты от карста создаются сложные противодиффузионные бетонные завесы и проводится искусственный кольтаж карстовых полостей глинистым материалом.

Предварительные карстологические исследования имеют важное значение при выборе строительных площадок под промышленные и бытовые объекты, а также для проведения железных и автомобильных дорог. Известны случаи разрушения зданий в результате их провалов в подземные полости. В связи с этим наибольшее внимание уделяется работам по прогнозированию вероятности образования провалов. Особенно большие трудности создаются при прокладке железных дорог на участках распространения растворимых пород, так как оседание кровли карстующихся образований над подземными полостями определяет нередко деформацию железнодорожного полотна.

В последнее время в связи с созданием густой сети высоковольтных линий электропередач, трассы которых нередко проходят в районах карстующихся пород, остро встал вопрос о выборе точек для опор линий электропередач. Интересные исследования в этом направлении с применением различных геофизических, геологических и карстоведческих методов были проведены в восточной части Русской равнины (Чикишев, 1964).

Карст и полезные ископаемые. Велико значение карста в горнодобывающей промышленности, поскольку наличие подземных карстовых полостей способствует усиленному притоку карстовых вод в горные выработки, что в значительной мере осложняет эксплуатацию месторождений полезных ископаемых. Это отмечается на многих месторождениях Русской равнины. Так, в шахтах Донбасса максимальные притоки воды достигали 2100 м³/ч. Естественно, такой большой приток воды сильно затрудняет эксплуатацию месторождения и требует больших затрат на установку мощных водоотливных средств. Особенно опасны внезапные прорывы воды, приводящие к обрушению кровли и затоплению горных выработок. Применение разведочных и дренажных скважин, а также другие мероприятия, позволяют в настоящее время успешно вести горные работы на месторождениях, расположенных в сильнозакарстованных породах.

К древним карстовым формам нередко приурочены полезные ископаемые, генетически связанные с карстовыми процессами. Среди них на Русской равнине выделяются железные руды, бокситы, фосфориты, огнеупорные глины и бурые угли.

Роль древнего карста в образовании рудных полезных ископаемых различна. Прежде всего поверхностный карст, формирующий неровности рельефа, влияет на распределение аллювиального материала и тем самым определяет концентрацию в карстовых ловушках более тяжелых компонентов аллювиальных отложений. Наряду с этим карбонатные породы, в которых развиваются карстовые формы, выступают в качестве осадителей металлов в гипергенных условиях. В результате химического осаждения рас-

творов, содержащих гидроокислы элементов, накопились в карстовых полостях разные по величине залежи железных руд, бокситов, фосфоритов и других полезных ископаемых.

К древним карстовым формам нередко приурочены месторождения высококачественных огнеупорных и кислотоупорных глин, а также белых стекольных и формовочных песков. Они образовались в результате размыва водными потоками и переотложения в карстовых полостях элювиально-делювиальных толщ. Глины и пески обычно залегают в виде линз, которые достигают иногда большой мощности и значительного горизонтального протяжения. Карстовые месторождения глин и песков встречаются во многих районах Русской равнины.

Изучение древнего карста представляет большой интерес в связи с приуроченностью к нему залежей нефти и газа. Специальные исследования показали, что к карбонатным, нередко сильнокарстованным породам приурочено около половины мировых запасов нефти. К сожалению, долгое время исследователи и эксплуатационники недооценивали роль карста в образовании продуктивных карбонатных коллекторов и не связывали залежи нефти с карстовыми пустотами, достигающими иногда больших размеров. Между тем особенно в последние годы буровыми скважинами и геофизическими исследованиями была выявлена сильная трещиноватость и кавернозность карбонатных образований и собрано много данных, подтверждающих связь нефтяных залежей с карстовыми формами. Так, на Ромашкинском месторождении в Башкирии в известняках намюрского и визейского ярусов нижнего карбона найдена многоярусная система крупных карстовых полостей. Палеокарст был отмечен также на многих других месторождениях нефти. В нефтяной геологии в последнее время особое значение приобретает изучение вторичной пористости, или, правильнее, мегапористости, карбонатных образований, обязанной своим происхождением процессам растворения (Успенская, 1950). Уже сейчас в специальной литературе делаются прогнозы, что в недалеком будущем добыча нефти из трещинных и кавернозных коллекторов будет возрастать. На Русской равнине продуктивные глубинные кавернозные зоны наиболее широко распространены в восточной части.

К карстовым формам иногда приурочены залежи бурых углей. На Русской равнине они лучше всего исследованы в Западной Башкирии и на Уфимском плато, где выявлено 58 месторождений бурых углей с общими запасами 1755 млн. т (Бахрушев, 1964). На юго-востоке Русской равнины бурые угли приурочены к верхнетриасовым, среднеюрским, олигоцен-миоценовым и плиоценовым отложениям, выполняющим карстовые полости, возникшие над соляными структурами герцинского краевого прогиба.

К ценным полезным ископаемым относятся и сами карстующиеся породы: известняки, доломиты, мел, гипсы и ангидриты, которые широко используются как строительный материал, а также

в металлургической, химической и других отраслях промышленности. В некоторых местах значительная закарстованность карбонатных и сульфатных пород снижает их качество.

Карст и проблема водоснабжения. В связи с бурным развитием промышленности, возникновением новых городов и быстрым ростом старых населенных пунктов значительную остроту во многих районах Русской равнины приобрела проблема водоснабжения. Ухудшение качества воды в результате сброса в реки отходов промышленного производства еще более осложняет решение этой проблемы. Наряду с другими источниками важное значение для водоснабжения имеют подземные карстовые воды, нередко отличающиеся значительными запасами и хорошим качеством воды. На Русской равнине водоснабжение карстовыми водами осуществляется в Эстонии, Ленинградской области, Белоруссии, на Украине, в центральных областях, Среднем Поволжье и во многих других районах. Однако проблема обеспечения подземными водами промышленных и бытовых объектов многих городов и крупных населенных пунктов Русской равнины еще далеко не решена. Между тем рациональное использование подземных карстовых вод в значительной мере удовлетворит нужды промышленных предприятий, а также обеспечит потребности городов в хорошей питьевой воде. Вопросы охраны подземных вод от загрязнения приобретают исключительно важное значение.

Карст и сельское хозяйство. Разнообразно значение карста в сельскохозяйственном использовании территорий (Кудряшов, 1964; Смирнова, 1964). В районах с избыточным увлажнением дренаж карстом плоских поверхностей является положительным фактором, так как иначе эти поверхности могли бы быть заболочены. Во многих других случаях карст отрицательно влияет на сельское хозяйство. Сельскохозяйственное освоение территории часто лимитируется разреженностью гидрографической сети и глубоким залеганием подземных карстовых вод. Поэтому многие карстовые районы Русской равнины отличаются слабой заселенностью, большой лесистостью и нередко полным отсутствием пахотных угодий. Слабой земледельческой освоенности способствует местами и густота расположения карстовых воронок, являющихся механическим препятствием для распашки земель. Резко выраженные в рельефе карстовые формы приходится опаживать. Это не только приводит к потере ценных в сельскохозяйственном отношении земель, но и мешает эффективному применению машин. Кроме того, опажанные карстовые воронки являются убежищем для грызунов — вредителей полей. Небольшие блюдцеобразные формы распаиваются полностью вместе со всем полем, однако посевы в них обычно страдают от вымочки.

Следовательно, большое прикладное значение имеет не только инженерно-геологическое и геолого-минералогическое изучение карста, но и его географическое исследование — всестороннее изучение ландшафтов карстовых областей.

ЛИТЕРАТУРА

Абашидзе Е. М. Растворимость глауконитовых известняков в связи с развитием карста в Шаорской карстовой области. Автореф. канд. дис. Тбилиси, 1967.

Алекин О. А. Основы гидрохимии. Л., Гидрометеиздат, 1970.

Альбов С. В. О карсте Степного Крыма. — «Изв. Крымск. отд. Геогр. о-ва СССР», вып. 4. Симферополь, 1957.

Альбов С. В. Исчезающая речка Керемерка. — В кн.: Гидрогеология и карстоведение, вып. 3. Пермь, 1966.

Альбов С. В., Дублянский В. Н. Химический состав атмосферных осадков и его влияние на развитие карста Ай-Петринского горного массива. — В кн.: Химическая география и гидрогеохимия, вып. 3 (4). Пермь, 1964.

Альбов С. В., Мелешин В. П. Закарстованность территории Равнинного Крыма. — В кн.: Проектирование, строительство и эксплуатация земляного полотна в карстовых районах, вып. 8. М., «Транспорт», 1968.

Альтберг В. Я. Кунгурская ледяная пещера. — «Природа», 1930, № 10.

Антыков А., Гроздов Б. Карстовые озера Брянской области. — «Изв. Новозыбковского отд. Геогр. о-ва СССР», сб. 1. Новозыбков, 1958.

Апродов В. А. Карстовые многочлены (карстополинемы) Кунгурской пещеры. — «ДАН СССР», 1949, т. 65, № 2.

Апродов В. А. Об основных принципах классификации карстовых процессов. — «Информационный сборник», № 1. М., 1960.

Арманд А. Д. Теория поля и проблема выделения геосистем. — В кн.: Количественные методы изучения природы. М., «Мысль», 1975.

Арманд Д. Л. Основы метода балансов в физической географии. — «Изв. Всес. геогр. о-ва», 1947, т. 79, вып. 6.

Арманд Д. Л. Наука о ландшафте. М., «Мысль», 1975.

Арманд Д. Л., Преображенский В. С., Арманд А. Д. Природные комплексы и современные методы их изучения. — «Изв. АН СССР. сер. геогр.», 1969, № 5.

Базилевич Н. И. Особенности круговорота зольных элементов и азота в некоторых почвенно-растительных зонах СССР. — «Почвоведение», 1955, № 4.

Балков В. А. Влияние карста на сток рек европейской территории СССР. Л., Гидрометеиздат, 1970.

Балков В. А., Карпов В. В. Густота речной сети и влияние на нее карста. — В кн.: География Пермской области, вып. 2. Пермь, 1964.

Балков В. А., Карпов В. В. Особенности формирования летнего межженного стока малых рек в условиях карста. — В кн.: География Пермской области, вып. 3. Пермь, 1966.

Баранов В. И., Осипов-Вивателев Н. Я. Геоботанические исследования карстовых воронок и торфяников в районе Зеленодольска. — «Учен. зап. Казанск. зоотехн.-ветеринарного ин-та», т. 49, вып. 1. Казань, 1938.

Барановская З. и Дик Н. Геоморфологический очерк левобережья р. Сейма к югу от г. Курска. — «Землеведение», 1934, т. 36, вып. 2.

Барков А. С. Карст Самарской Луки. — «Землеведение», 1932, т. 34, вып. 1—2.

Барков А. С. Карст Русской равнины. — «Вопросы географии», сб. 40. М., Географгиз, 1957.

Белокопытов А. М. Наблюдения над меловым карстом в районе Стрелецкой и Казацкой степей. — «Изв. Воронежского пед. ин-та», т. 44. Воронеж, 1963.

Белокопытов А. М. Гидрологические условия развития карста в мелу Среднерусской возвышенности. — В кн.: Геоморфология и ландшафты центральных районов Русской равнины. Воронеж, 1966.

Белюсов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Бельтюков Г. В., Голубев Б. М. Антропогенный карст Верхнекамского месторождения калийных солей. — В кн.: Гидрогеология и карстование, вып. 3. Пермь, 1966.

Бельтюков Г. В., Семенов Н. И. О возможности развития карстовых процессов под влиянием древних рассолоподъемных скважин. — В кн.: Вопросы карстования, вып. 2. Пермь, 1970.

Берталанфи Л. фон. Общая теория систем — критический обзор. — В кн.: Исследования по общей теории систем. М., «Прогресс», 1969.

Бирилова Н. И. Карстовые явления Кунгура и его окрестностей. — «Изв. Гос. гидр. ин-та», 1934, т. 66.

Битюков К. К. Величина дождевых капель и их воздействие на почву. — «Метеорология и гидрология», 1952, № 6.

Блауберг И. В., Садовский В. Н., Юдин Э. Г. Системный подход в современной науке. — В кн.: Проблемы методологии системного исследования. М., «Мысль», 1970.

Блинов Л. К. О поступлении морских солей в атмосферу и о значении ветра в солевом балансе Каспийского моря. — «Труды Гос. океаногр. ин-та», вып. 15 (27). Л., Гидрометеоздат, 1950.

Бобринская М. А. Поступление азота в почву с атмосферными осадками в различных зонах европейской части СССР. — «Почвоведение», 1962, № 12.

Богословский В. Ф. Из наблюдений над карстовыми явлениями в междуречье р. Камы и р. Чусовой. — «Учен. зап. Пермск. пед. ин-та», 1940, вып. 7.

Богущий А. Б. Стенные блюдца Вольно-Подольской возвышенности и их генезис. — «Изв. Всес. геогр. о-ва», 1968, т. 100, вып. 2.

Бойко Л. И., Иванов Б. Н., Комарова М. В. Новые данные о поверхностном стоке отдельных карстовых районов УССР. — «Метеорология и гидрология», № 12. Киев, 1967.

Болотина Н. М. и Соколов Д. С. Карст района Витебских порогов. — «Бюл. МОИП, отд. геол.», 1954, т. 29, вып. 4.

Большаков А. Ф. Водный режим почвы под дубовыми насаждениями лесостепи. — «Вопросы географии», сб. 23, М., Географгиз, 1950.

Борисов А. И. Карстовые явления в Ивановской области. — «Природа», 1938, № 6.

Борисов А. И. Оживление карстовой деятельности в Ивановской области. — «Природа», 1940, № 5.

Борисовский А. С. Карстовые озера Ивановской области. — В кн.: Землеведение, т. 4 (44). М., Изд-во МГУ, 1957.

Брашнина И. А. Закономерности распространения карста в районе г. Дзержинска по данным геофизических исследований. Автореф. канд. дис. М., 1970.

Брылев В. А., Самборский Ю. П. О карстопроявлениях в Волгоградском Поволжье. — В кн.: Вопросы физической географии и геоморфологии Нижнего Поволжья, вып. 3 (7). Саратов, 1975.

Будаговский А. И. Впитывание воды в почву. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Бунеев А. Н. Агрессивная углекислота в минеральных водах. — «Труды Центр. ин-та курортологии», т. 4, 1932.

Бутырина К. Г. Карстовые провалы в междуречье Камы и Чусовой. — В кн.: Вопросы геогр. и охраны природы Урала. Пермь, 1960.

Бутырина К. Г. Карстовые явления окрестностей поселка Полазны

Добрянского района Пермской области. — «Учен. зап. Пермск. ун-та», 1962, т. 21, вып. 3.

Бутырина К. Г. Гипсовый карст центральной части Пермской области. Автореф. канд. дис. Пермь, 1968.

Бутырина К. Г. Карстовые районы и участки центральной части Пермской области. — В кн.: Вопросы физической географии Урала, вып. 2. Пермь, 1975.

Буянова И. Я. Карстовые явления в пермских отложениях Донбасса. — В кн.: Полезные ископаемые Украины. Киев, 1966.

Варсанофьева В. Карстовые явления в северной части Уфимского плоскогорья. — «Землеведение», 1915, т. 22, кн. 4.

Варсанофьева В. В южной части Уфимского плоскогорья. — «Землеведение», 1916, т. 23, кн. 3—4.

Варфоломеева О. М. Карстовые явления в долинах рек Даугава и Лауце. — В кн.: Геология долины р. Даугава. Рига, 1959.

Варфоломеева О. М. Влияние рельефа, мощности и литологии четвертичных отложений на развитие карста в районе долины реки Даугава. — В кн.: Вопросы четвертичной геологии, 2. Рига, 1963.

Васильев Б. В. О некоторых закономерностях карстопроявлений в бассейне реки Ик (на юго-востоке Татарской АССР). — «ДАН СССР», 1949, т. 65, № 4.

Васильев Б. В. Карстовые пещеры в Октябрьском районе Башкирской АССР. — В кн.: Пещеры, вып. 2. Пермь, 1962.

Васильев Б. В. Карст на территории Татарской республики и его значение в сельском хозяйстве и промышленности. — В кн.: Гидрогеология и карстование, вып. 3. Пермь, 1966.

Васильев И. С. Наблюдения над задержанием осадков кронами деревьев. — «Вопросы географии», сб. 7. М., Географгиз, 1948.

Вахрушев Г. В. Распространение и условия образования карста в Башкирии. — В кн.: Новости карстования и спелеологии, № 2. М., 1961.

Вахрушев Г. В. Роль карста в формировании месторождений полезных ископаемых западного склона Южного Урала и Приуралья. — В кн.: Карст и его народнохозяйственное значение. М., «Наука», 1964.

Верболоз С. Е. О карстовых явлениях, встречаемых шахтами в восточной части Донбасса. — Тезисы докл. на науч. совещ. по изуч. карста, вып. 8. М., 1956.

Верболоз С. Е. О карсте в Донецкой области. — «Бюл. науч.-техн. информации МГ и ОН СССР», № 5 (17), 1958.

Верзаков М. С., Костарев В. П. Карст сульфатных отложений Рязано-Охлебининского вала. — В кн.: Карст Урала и Приуралья. Пермь, 1968.

Верина В. Н. Карст в Молдавии. — В кн.: Охрана природы Молдавии, вып. 1. Кишинев, 1960.

Вернадский В. И. Очерки геохимии, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Верте А. И. Основные факторы карстообразования в Эстонской ССР. — В кн.: Региональное карстование. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Взнуздаев С. Т. Карстовые явления в Молдавии. — «Изв. АН МССР», 1963, № 8.

Винокуров М. А. Содержание в органической части почв серы и методы ее извлечения. — «Почвоведение», 1937, № 4.

Витасек Ф. О структуре, ритмическом росте и возрасте сталагмитов Деменовских пещер в Словакии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1951, вып. 1.

Вишняков С. Г. Классификация осадочных карбонатных пород. — «Труды Межвуз. науч. совещ. по геол. и полезн. ископаемым центрально-черноземных областей». Воронеж, 1957.

Воейков А. Способы воздействия человека на природу. — «Русское обозрение», т. 2, апрель, 1892. То же: «Избранные сочинения», т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Воейков А. Воздействие человека на природу. — «Землеведение», 1894, т. 1, кн. 2.

Ворошин Л. Е. О динамике поступления водорастворимых веществ в почву из лесной подстилки. — В кн.: Повышение продуктивности лесов и эффективности агролесомелиоративных насаждений. Киев, 1962.

Востряков А. В. Древний карст на территории Прикаспийской впадины и смежных областей и методы его изучения. — В кн.: Методика изучения карста, вып. 4. Пермь, 1963.

Габечавва Д. Ш. Гидрогеологические особенности развития карбонатного карста Западной Абхазии и района сооружения Ингури ГЭС. Автореф. канд. дис. Тбилиси, 1973.

Гаврилов А. М. Изучение стока в карстовых районах. — «Труды III Всес. гидрол. съезда», т. 7. Л., 1959.

Гаврилов А. М. О влиянии карста на сток малых рек. — «Изв. Всес. геогр. о-ва», 1960, т. 92, вып. 3.

Газизов М. С. К вопросу о морфологии и происхождении глубинного карста в Прибалтийском сланцевом бассейне. — «Труды Ин-та геол. АН ЭССР», т. 2. Таллин, 1958.

Газизов М. С. Карстовые явления на Эстонском месторождении горючих сланцев и методика их изучения. — В кн.: Специальные вопросы карстования. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Галахов Н. Н. Снеговой покров в лесу. — «Метеорология и гидрология», 1940, № 3.

Галицкий В. И. Ископаемые формы карста как показатель новейших тектонических движений. — «Учен. зап. Курского пед. ин-та», вып. 10. Курск, 1958.

Галицкий В. И., Ромашов В. А. Карстовые формы рельефа на территории юго-западных склонов Среднерусской возвышенности и их влияние на хозяйственную деятельность человека. — В кн.: География производительных сил Центральной России. М., 1971.

Гаршинев Е. А. Изучение водорегулирующей роли противоэрозийных насаждений на серых лесных почвах Центральной лесостепи. Автореф. канд. дис. Воронеж, 1971.

Гатальский М. А. Карст силурийских и ордовикских карбонатных пород Прибалтики. — В кн.: Геология и геохимия, т. 1. Л., Гостоптехиздат, 1957.

Гвоздецкий Н. А. Карстовые области Большого Кавказа. — «Тезисы докл. Пермской карстовой конференции». Пермь, 1947.

Гвоздецкий Н. А. Вопросы географического изучения карста и задачи советского географического карстования. — «Вестн. Моск. ун-та», 1948а, № 2.

Гвоздецкий Н. А. О влиянии трещиноватости на развитие долин в известняках Кавказа и Средней Азии. — «Природа», 1948б, № 12.

Гвоздецкий Н. А. Подземная топография. — «Природа», 1948в, № 3.

Гвоздецкий Н. А. Особенности ландшафтов известняковых карстовых областей. — «Вопросы географии», сб. 16. М., Географгиз, 1949.

Гвоздецкий Н. А. Проблемы морфологии карста и другие вопросы общего карстования по материалам исследований карстовых областей Б. Кавказа. — «Вестн. Моск. ун-та», 1950, № 2.

Гвоздецкий Н. А. Карстовые явления в окрестностях озера Баскунчак. — В кн.: Памяти проф. А. Н. Мазаровича. М., Изд-во МОИП, 1953.

Гвоздецкий Н. А. Карст. М., Географгиз, 1954.

Гвоздецкий Н. А. Проблемы карстования. — «Научн. докл. высш. школы. Геол-геогр. науки», 1958, № 2.

Гвоздецкий Н. А. Вопросы географического районирования карста на территории СССР. — В кн.: Общие вопросы карстования. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Гвоздецкий Н. А. Вопросы типологии и классификации карста СССР. — В кн.: Типы карста в СССР. М., «Наука», 1965.

Гвоздецкий Н. А. Тектонические трещины и сила бортового отпора. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.», 1966, № 4.

- Гвоздецкий Н. А. Применение количественных методов для определения скорости карстовой денудации. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.», 1970, № 4.
- Гвоздецкий Н. А. Некоторые особенности развития и морфологии карста в горах. — В кн.: *Studia geomorphologica Carpatho-Balcanica*, vol. 5. Kraków, 1971.
- Гвоздецкий Н. А. Проблемы изучения карста и практика. М., «Мысль», 1972.
- Гвоздецкий Н. А. Проблемы физической географии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1973.
- Гвоздецкий Н. А. Три типа дифференциации географической среды и физико-географических комплексов. — В кн.: *Землеведение*, 11 (51). М., Изд-во Моск. ун-та, 1976.
- Гвоздецкий Н. А. Карстовые ландшафты и их ранг в связи с типами карста. — В кн.: *Вопросы общего и регионального карстоведения*. М., Изд-во Моск. ун-та, 1977.
- Гвоздецкий Н. А. и др. Проблемы карста Русской равнины. — В кн.: *Карст равнинных территорий европейской части СССР*. Казань, 1974.
- Гвоздецкий Н. А., Спиридонов А. И. Новые данные о карсте бассейна р. Клязьмы и Окско-Клязьминского междуречья. — В кн.: *Региональное карстоведение*. М., 1958.
- Гвоздецкий Н. А., Спиридонов А. И. Карст Муромско-Павловского правобережья реки Оки. — В кн.: *Землеведение*, т. 9 (49). М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- Гвоздецкий Н. А., Чикишев А. Г. Районирование карста Русской равнины. — В кн.: *Вопросы изучения карста Русской равнины*. М., 1966.
- Гвоздецкий Н. А., Чикишев А. Г. Народнохозяйственное значение изучения карста. — В кн.: *Землеведение*, т. 8 (48). М., Изд-во Моск. ун-та, 1969.
- Гвоздецкий Н. А., Чикишев А. Г. Изучение карста в СССР и задачи на будущее. — В кн.: *Современные экзогенные процессы рельефообразования*. М., «Наука», 1970.
- Гвоздецкий Н. А., Шматков В. А. Карст правобережья Оки в окрестностях Касимова. — В кн.: *Вопросы изучения карста Русской равнины*. М., 1966.
- Гедеонов А. А. Карст окрестностей озера Баскунчак. — «Тезисы докл. Пермской карстовой конференции». Пермь, 1947.
- Гедеонов А. А. Материалы к морфологии карста окрестностей озера Баскунчак. — «Учен. зап. Саратовского ун-та», т. 22, вып. геогр., 1949.
- Генкель А. А. Торфяники воронок Кунгурского карста. — В кн.: *Землеведение*, т. 4 (44). М., Изд-во Моск. ун-та, 1957.
- Герасимов Е. Г. Карстовые явления Владимирской губернии (В Гороховцеком и Муромском уездах). — «Труды Владимирского о-ва любителей естествознания», т. 4, вып. 2. Владимир, 1916.
- Герасимов И. П. Советская географическая наука и проблемы преобразования природы. — В кн.: *Советская география в наши дни*. М., «Знание», 1961.
- Герасимов Ю. Г., Туктарова А. Б., Щербаков А. В. Основные закономерности формирования углекислых минеральных вод в районе г. Хмельника. — В кн.: *Геохимия подземных вод некоторых районов европейской части СССР*. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гергедава Б. А. Опыт ландшафтной классификации карстовых пещер. — «Изв. Всес. геогр. о-ва», 1968, т. 100, вып. 2.
- Гергедава Б. А. Подземный ландшафт. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1973, № 1.
- Глухов И. Г. Роль конденсации в балансе карстовых вод горных сооружений (на примере Горного Крыма). — «Изв. высш. учеб. заведений. Геология и разведка», № 3, 1965.
- Головков М. П. Заметка о структуре и морфологических особенностях кристаллов льда. — «Зап. Всерос. минер. о-ва, сер. 2», 1939, ч. 68, вып. 2.

Голубева Л. В. Некоторые наблюдения над карстовыми воронками в заповеднике «Предуралье». — «Бюл. комис. по изуч. четвертичн. периода», 1951, № 16.

Голубева Л. В. Некоторые эрозивно-карстовые и карстовые формы рельефа в Кунгурском и Кишертском районах Пермской области. — «Изв. Естеств.-науч. ин-та при Пермском ун-те», т. 13, вып. 7, 1953.

Голубева Л. В. Карстовые явления окрестностей села Павлово, Ордынского района, Пермской области. — «Учен. зап. Пермского ун-та», 1955, т. 9, вып. 1.

Голубева Л. В. Карстовые явления в долине реки Ирени в Кунгурском районе Пермской области. — «Учен. зап. Пермского ун-та», 1956, т. 7, вып. 4.

Гончаренко М. Г. Карст Нижнего Приднепровья. — В кн.: Вопросы карста на юге европейской части СССР. Ялта, 1956.

Горбунова К. А. Карст приустьевой части р. Чусовой. — «Учен. зап. Пермского ун-та», 1956, т. 10, вып. 2.

Горбунова К. А. Карстовые районы Пермской области. — «Докл. Четв. Всеуральск. совещ. по физико-геогр. и эконом.-геогр. районированию», т. 1, вып. 1. Пермь, 1958.

Горбунова К. А. Типы карста и факторы карстообразования на примере карстовых районов Пермской области. — «Зап. Пермск. отд. геогр. о-ва СССР», 1960, вып. 1.

Горбунова К. А. Особенности гипсового карста. Пермь, 1965.

Горбунова К. А. Использование морфометрических данных при выборе варианта трассы в карстовых районах. — В кн.: Проектирование, строительство и эксплуатация земляного полстна в карстовых районах, вып. 8. М., «Транспорт», 1968.

Горбунова К. А., Бутырина К. Г. Карстовые депрессии в гипсах Пермской области. — В кн.: Вопросы ландшафтоведения, геоморфологии и исторической географии. Пермь, 1970.

Горбунова К. А., Кропачев А. М. Геохимия стронция в карстовом ландшафте Кунгурской ледяной пещеры. — В кн.: Пещеры, вып. 12—13. Пермь, 1972.

Горбунова К. А., Кропачев А. М., Лунев В. Г. Геохимия марганца и титана в карстовом ландшафте Кунгурской ледяной пещеры. — В кн.: Пещеры, вып. 14—15. Пермь, 1974.

Гошман В. М., Гуревич Б. Л., Саушкин Ю. Г. Проблемы метагеографии. — «Вопросы географии», сб. 77. М., Географгиз, 1968.

Григорьев А. А. К вопросу о влиянии растительности на процессы карстообразования. — «Землеведение», 1923, т. 25, кн. 3—4.

Григорьев А. А. Предмет и задачи физической географии (Общие принципы изучения структуры физико-географического процесса). — В кн.: На методологическом фронте геогр. и эконом. географии. М.—Л., 1932.

Григорьев Д. П. О генезисе натечных или матаколоидных, коллоидных агрегатов минералов. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», ч. 82, вып. 1, 1953.

Гришанков Г. Е. О роли растворения и размыва в образовании карстовых форм рельефа в районе восточных яйл Крыма. — «Изв. Воронежского отд. геогр. о-ва СССР», вып. 1, 1957.

Гуневский И. М. Карстовые явления в средней части днестровско-прутского междуречья. — «Материалы IV конференции молодых ученых Молдавии», секция геол. и геогр. Кишинев, 1966.

Гуревич М. С. Условия образования глубокого карста Урала. — «Тезисы докл. Пермской карстовой конференции». Пермь, 1947.

Гуревич Ю. М. Условия подземного карстового стока Силурийского плато. — В кн.: Гидрогеология и карстование, вып. 3. Пермь, 1966.

Гусева А. А., Гусев А. К. Геоморфология Павловского района Горьковской области. — В кн.: Вопросы геоморфологии Среднего Поволжья, сб. 3. Казань, 1963.

Давыдов Л. К., Конкина Н. Г. Общая гидрология. Л., Гидрометеоздат, 1958.

Давыдова М. И. Географические условия и особенности развития карста на юге Рязанской области. — «Учен. зап. Моск. гор. пед. ин-та», 1953, т. 21, вып. 3.

Давыдова-Колосова М. И. Карст Верхнего Дона. — «Учен. зап. Моск. гор. пед. ин-та», 1957, т. 66, вып. 5.

Дедков А. П. Карстовые и суффозионные явления. — В кн.: Природа Ульяновской области. Казань, 1963.

Дзенс-Литовский А. И. Соляной карст СССР. Л., «Недра», 1966.

Докучаев В. В. Способы образования речных долин европейской России. — «Труды СПб. о-ва естествоиспытателей», т. 9, 1878. То же «Сочинения», т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.

Докучаев В. В. Русский чернозем. СПб., 1883. То же «Сочинения», т. 3. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.

Докучаев В. В. Наши степи прежде и теперь. СПб., 1892. То же «Избранные сочинения», т. 2. М., Сельхозгиз, 1949.

Докучаев В. В. Материалы к оценке земель Нижегородской губернии. — «Сочинения», т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1950.

Дорофеев Е. П. Взаимосвязь подземных и поверхностных карстовых форм на примере Кунгурской пещеры. — В кн.: Проектирование, строительство и эксплуатация земляного полотна в карстовых районах, вып. 8. М., 1968.

Дорофеев Е. П. Ледяные кристаллы Кунгурской пещеры. — В кн.: Пещеры, вып. 7 (8). Пермь, 1969.

Дроздов А. В. Об изучении массоэнергообмена в ландшафте балансовым методом. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1974, № 1.

Дублянский В. Н. Карстовые пещеры Среднего Приднестровья. — В кн.: Вопросы изучения карста Русской равнины. М., 1966.

Дублянский В. Н. Водный баланс и баланс растворенных веществ одного из закарстованных блоков Крымских гор. — «Метеорология и гидрология», № 12. Киев, 1967.

Дублянский В. Н. Некоторые вопросы гидрогеологии карста Горного Крыма. — «Proc. of the 4th Interna. congress of speleology in Yugoslavia», t. 3. Ljubljana, 1968.

Дублянский В. Н. Генезис и гидрогеологическое значение крупных карстовых полостей Украины. Автореф. докт. дис. Пермь, 1971.

Дублянский В. Н., Илюхин В. В. Вслед за каплей воды (в пещерах Крыма). М., «Мысль», 1971.

Дублянский В. Н., Смольников Б. М. Карстолого-геофизические исследования карстовых полостей приднестровской Подолы и Покутья. Киев, 1969.

Дублянский В. Н., Шутков Ю. И. Коррозионно-эрозионные полости горного Крыма. — В кн.: Пещеры, вып. 12—13. Пермь, 1972.

Дублянский А. А. Ископаемый карст среди верхнемеловых отложений. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1937, т. 15, вып. 4.

Дублянский А. А., Косцова Э. В. Особенности залегания и характера отложений сеноман-альба в условиях карста. — В кн.: Вопросы регулирования стока и водоснабжение в условиях Центрально-Черноземных областей. Воронеж, 1969.

Дудко П. М. Гидрогеология месторождений каменной соли и вопросы их разработки способом подземного выщелачивания. Автореф. канд. дис. Л., 1969.

Дьяконов К. Н. О соотношении понятий географический ландшафт, геохимический ландшафт и геосистема. — В кн.: Методы прикладной и региональной физической географии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1973.

Дьяконов К. Н. Методологические проблемы изучения физико-географической дифференциации. — В кн.: Количественные методы изучения природы. М., «Мысль», 1975.

Едемский М. Б. Геологические исследования в бассейнах р. Пинеги, Кулоя и Мезени в 1929 г. — «Труды геол. музея АН СССР», т. 8, 1931.

Елисеев В. Г. Карстовые формы рельефа на правобережье Дона в Липецкой области. — «Изв. Воронежского отд. Геогр. о-ва СССР», вып. 1, 1957.

Елисеев В. Г. К типологии и географии карстовых урочищ севера Среднерусской возвышенности (в пределах ЦЧО). — «Науч. зап. Воронежского отд. Геогр. о-ва СССР». Воронеж, 1963.

Елисеев В. Г. Особенности карстово-известняковых ландшафтов северной части Среднерусской возвышенности (в пределах ЦЧО). — В кн.: Вопросы ландшафтной географии. Воронеж, 1969.

Жидкова Г. Г. Химическая география речных вод Камского бассейна. Автореф. канд. дис. Пермь, 1968.

Жуковский С. Я. О некоторых чертах карста долины Нижнего Днестра. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.», 1960, № 2.

Жуковский С. Я. Карстовые явления в среднем течении р. Онеги. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1962, т. 37, вып. 4.

Жуковский С. Я. Влияние эрозионного вреза речных долин на развитие карста. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.», 1968, № 3.

Журенко Ю. Е. Некоторые данные о поверхностном карсте Южного Предуралья в пределах Общего Сырта. — В кн.: Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии, сб. 1. Уфа, 1957.

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

Зверков И. П. Меловой карст в бассейне реки Тим. — «Учен. зап. Курского пед. ин-та», т. 69. Курск, 1970.

Зеккель Я. Д. Геологические исследования в районе Зимнего берега Белого моря, бассейна Кулоя и низовьев Мезени. — «Труды Сев. геол. управл.», вып. 3, 1939.

Зонн С. В. Почва как компонент лесного биогеоценоза. — В кн.: Основы лесной биогеоценологии. М., «Наука», 1964.

Зонн С. В., Алешина А. К. О газообмене между почвой и атмосферой под пологом лесных насаждений. — «ДАН СССР», 1953, т. 92, № 5.

Зубащенко М. А. Опыт районирования карста на территории европейской части СССР и Кавказа. — «Изв. Воронежского пед. ин-та», 1939, т. 5, вып. 1.

Зубащенко М. А. Закрытый или восточноевропейский тип карста. — «Тезисы докл. на научн. конференции». Воронеж, 1947а.

Зубащенко М. А. Опыт районирования карста Восточно-Европейской равнины. — «Тезисы докл. Пермской карстовой конференции». Пермь, 1947б.

Зубащенко М. А. О меловом карсте Среднерусской возвышенности. — «Изв. Воронежского пед. ин-та», 1953, т. 13, вып. 1.

Зубащенко М. А. Вопросы изучения карста в мелу. — В кн.: Общие вопросы карстования. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Зубащенко М. А. Меловой карст Русской равнины. — В кн.: Вопросы изучения карста Русской равнины. М., 1966.

Зубащенко М. А. Вопросы типологии карста. — «Научн. зап. Воронежского отд. Геогр. о-ва СССР». Воронеж, 1968.

Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. М., Гостеолтехиздат, 1960.

Иванийчук Т. И. Карст Покутья. — «Докл. и сообщ. Львовского отд. Геогр. о-ва УССР за 1965 г.». Львов, 1967.

Иванов Б. Н. Типологии карстового рельефа равнин на примере Подольско-Буковинской карстовой области. — В кн.: Вопросы карста на юге европейской части СССР. Ялта, 1956.

Иванов Б. Н. Новейшие тектонические движения и развитие карстовых явлений на Украине. — В кн.: Четвертичный период, вып. 13—15. Киев, 1961.

Иванов Б. Н., Дублянский В. Н. Поверхностный и глубинный карст юго-западной окраины Русской платформы. — В кн.: Вопросы изучения карста Русской равнины. М., 1966.

Иванов Б. Н., Зенгина С. М. Применение морфометрического ана-

лиза к изучению современных физико-геологических процессов (на примере Горного Крыма). — В кн.: Вопросы морфометрии, вып. 2. Саратов, 1967.

Иванов Б. Н., Мелешин В. П. Карстово-спелеологическая изученность платформенного карста Равнинного Крыма. — В кн.: Состояние и задачи карстово-спелеологических исследований. М., 1975.

Иванов Д. Л. Воронки на уфимском участке Самаро-Златоустовской ж. д. — «Изв. О-ва горн. инж.», 1897, т. 6, № 1.

Иванов Д. Л. Уфимские воронки. Провалы на Самаро-Златоустовской жел. дор. — «Изд. собр. инж. путей сообщ.». СПб., 1899.

Иванов Я. Н. Гидрология бассейна карстовой реки Пярдомли. — «Исслед. рек СССР», вып. 6, 1933.

Игнатьев В. И. Карст Нижнеокского района. — «Учен. зап. Казанского ун-та», 1952, т. 112, кн. 8.

Ильин А. Н. Орогидрография и поверхностные проявления карста района Алатырско-Горьковских поднятий. — В кн.: Вопросы изучения карстовых явлений в районе г. Дзержинска. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Ильин А. Н. Гидрогеологические условия развития карста в пределах Алатырско-Горьковских поднятий. — Автореф. канд. дис. М., 1964.

Ильин А. Н. Значительные карстовые полости в Горьковской области. — В кн.: Состояние и задачи карстово-спелеологических исследований. М., 1975.

Ильин А. Н. и др. Карстовые явления в районе города Дзержинска Горьковской области. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Исаченко А. Г. Развитие географических идей. М., «Мысль», 1971.

Ишкузина Л. У. Особенности карстового ландшафта долины реки Урень. — В кн.: Вопросы физической географии и геоморфологии Урала и сопредельных территорий. Уфа, 1974.

Ишмуратов Х. Г., Мусин А. Г. Некоторые данные о явлениях карста в долине реки Ик. — В кн.: Вопросы географии Среднего Поволжья. Казань, 1964.

Кавеев М. С. Карстово-суффозионные явления в левобережной части долины Волги в пределах Татарской АССР. — «Изв. Всес. геогр. о-ва», 1956, т. 88, вып. 5.

Кавеев М. С. Геологические условия развития и особенности проявления карста в центральной части Волго-Камского края. Автореф. докт. дис. Казань, 1963.

Кавеев М. С., Васильев Б. В. Гидрогеология нефтяных месторождений девонских отложений юго-востока Татарии. — В кн.: Нефтегазоносность Урало-Волжской области. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Кавецкис М. А. Карстовые явления на территории Литовской ССР. — В кн.: Региональное карстование. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Каптерев П. Н. О некоторых пещерах Пермской и Казанской губерний. — «Землеведение», 1913, т. 19, кн. 1—2.

Каптерев П. Н. Карст на юго-западе Горьковской области. — В кн.: Региональное карстование. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Карамышева Г. Д. Геоморфология бассейна р. Коломенки и левобережья р. Оки между гг. Озеры — Коломна. — «Учен. зап. Моск. ун-та. География», вып. 14, 1938.

Каск А. Г. Исследование минимального стока рек северной Эстонии в связи с карстовым питанием. — «Сборник работ по гидрологии», № 3. Л., Гидрометеиздат, 1963.

Качинский Н. А. Замерзание, размерзание и влажность почвы в зимний сезон в лесу и на полевых участках. М., 1927.

Каштанов С. Г. Карстовые явления в районе Казанского Поволжья. — «ДАН СССР», 1943, т. 40, № 2.

Каштанов С. Г. Карстовые явления в районе Моркинской возвышенности. — «Географический сборник», № 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1952.

Кикнадзе Т. З. Карст массива Арабика. Тбилиси, 1972.

- Кикнадзе Т. З. К вопросу корреляции карстовых пещер и террас. — «Proceedings of the 6th International Congress of Speleology», III. Praha, 1976.
- Кириллов А. Карст среднего течения рек Майды и Мегры. — «Учен. зап. Тамбовского пед. ин-та», вып. 9. Тамбов, 1956.
- Киршенблат Я. Д. Особенности пещерных животных. — «Природа», 1939, № 8.
- Клевцов И. А. Карст Молдавии. — «Тезисы докл. на Совещ. по изуч. карста», вып. 11. М., 1956.
- Кобелев М. В. Карст южной окраины Донбасса. — «ДАН УССР», 1960, № 9.
- Кожурина М. С., Гаврилюк М. И. К изучению карста Покутского Приднестровья. — «Науч. ежегодник Черновицкого ун-та за 1959 г.», отд. вып., геогр. ф-т. Черновцы, 1960.
- Козлов А. Л. Проблемы геохимии природных газов. М.—Л., Гостоптехиздат, 1950.
- Козменко А. Провальные, оползневые и эрозионные образования северо-восточной части Новосильского уезда, Тульской губернии. — «Землеведение», 1909, т. 16, кн. 3.
- Козменко А. С. Пояснительная записка к картам первого выпуска. — «Труды гидрол. отд. Тульского губернского земства». М., 1913.
- Козменко А. С. Мелиорация водоносности карстовых районов ЦЧО и южной части Московской области. М., 1931.
- Козменко А. С. Лесомелиорация карстовых районов центральной лесостепи. — «Лес и степь», 1953, № 3.
- Колесник П. И., Ткаченко К. Д. Химический состав атмосферных осадков как показатель загрязненности атмосферы. — В кн.: Природные и трудовые ресурсы Левобережной Украины и их использование. М., «Недра», 1971.
- Колмогоров А. Два примера карстовых явлений. — «Землеведение», 1914, т. 20, кн. 4.
- Колодяжная А. А. Формирование агрессивности природных вод как основной фактор возникновения и развития карбонатного карста. — В кн.: Советские исследования карста за 50 лет. М., Изд-во Моск. ун-та, 1967.
- Колодяжная А. А. Агрессивность природных вод в карстовых районах европейской части СССР. М., «Наука», 1970.
- Колодяжная А. А., Кроль Ч. Я. Результаты экспериментальных исследований растворимости известняков при окислении сульфидов. — «Труды Лаборатории гидрогеологических проблем», т. 20. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Колотильщикова В. К. Режим карстовых вод «силурийского» плато. — В кн.: Специальные вопросы карстования. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Корженевский Б. А. Некоторые особенности развития карста в юго-западном Донбассе. — В кн.: Проектирование, строительство и эксплуатация земляного полотна в карстовых районах, вып. 8. М., «Транспорт», 1968.
- Корина А. С. О карсте Ковровского плато. — В кн.: Землеведение, т. 2 (42). М., Изд-во Моск. ун-та, 1948.
- Короткевич Г. В. О некоторых особенностях развития соляного карста. — «ДАН СССР», 1961, т. 136, № 1.
- Короткевич Г. В. О динамике карстообразования галитовых залежей «сухих» соляных озер. — «ДАН СССР», 1964, т. 157, № 4.
- Короткевич Г. В. Соляной карст. Л., «Недра», 1970.
- Коротков А. И. Оценка интенсивности карстовых процессов в Пинего-Северодвинской области. — В кн.: Пещеры Пинего-Северодвинской карстовой области. Л., 1974.
- Коссович П. С. О круговороте серы и хлора на земном шаре и о значении этого процесса в природе, почве и культуре сельскохозяйственных растений. СПб., 1913.

Костин С. И. Влияние леса на климат в условиях Воронежской области. — «Научн. труды Воронежского с.-х. ин-та», т. 10, 1948.

Котельников В. А., Торсуев Н. П. Карст в сульфатных породах Онего-Северодвинского междуречья. — В кн.: Вопросы геоморфологии Среднего Поволжья, вып. 5—6. Казань, 1968.

Котлов Ф. В. Антропогенный карст. — В кн.: Новости карстоведения и спелеологии, № 3. М., 1963.

Котлов Ф. В. Антропогенные рельефообразующие геологические процессы и явления. — В кн.: Современные экзогенные процессы рельефообразования. М., «Наука», 1970.

Кравец А. С. Вероятность и системы. Воронеж, 1970.

Красненков Р. В. Погребенный меловой карст на северо-западе Воронежской и прилегающих районах Курской области. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1966, т. 41, вып. 1.

Красненков Р. В. Опыт районирования древнего мелового карста восточной окраины Среднерусской возвышенности. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1968, т. 43, вып. 5.

Красненков Р. В. Погребенный меловой карст юго-восточной части Среднерусской возвышенности. Автореф. канд. дис. Воронеж, 1970.

Кригер Н. И. Пещерные капельники. — «Природа», 1955, № 3.

Кротова Е. А. Количественная оценка активности карста Пермской области. — В кн.: Вопросы карстоведения, вып. 2. Пермь, 1970.

Крубер А. А. О карстовых явлениях в России. — «Землеведение», 1901, т. 7, кн. 4.

Крубер А. А. Поездка на Арабику. — «Естествознание и география», 1912, № 1.

Крубер А. А. Гидрография карста. — «Сборник в честь семидесятилетия проф. Д. Н. Анучина». М., 1913.

Крубер А. А. Карстовая область Горного Крыма. М., 1915.

Кудрин Л. Н. Методика определения возраста карстовых воронок и древнего карста юго-западной окраины Русской платформы. — В кн.: Методика изучения карста, вып. 4. Пермь, 1963.

Кудряшов И. К. Районирование карста Башкирии. «Материалы Шестого Всеуральского совещания по вопросам географии и охраны природы». Уфа, 1961.

Кудряшов И. К. Влияние карста на сельскохозяйственное использование территории на примере Башкирии. — В кн.: Карст и его народнохозяйственное значение. М., «Наука», 1964.

Кудряшов И. К., Мартин В. И. Карст и подземные воды. — В кн.: Очерки по физической географии г. Уфы и его окрестностей. Уфа, 1969.

Кузин Н. И., Профферансов Ю. Н. Карст и трещиноватость Самарской Луки. — В кн.: Инженерно-геологические исследования для Волгостроя. М.—Л., 1934.

Кузнецов А. М. О выщелачивании гипса и ангидрита. — «Изв. Естеств.-науч. ин-та при Пермском ун-те», 1947, т. 12, вып. 4.

Кузнецова Л. С. Роль некоторых факторов карстообразования на примерах Кизеловского района. — В кн.: Общие вопросы карстообразования. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Кузнецова Л. С., Чирвинский П. Н. Кальцитовые озерно-карстовые пленки и их вероятный генезис. — «Минералогический сборник», № 5. Львов, 1951.

Куликовский Г. И. Зарастающие и периодически исчезающие озера Обонежского края. — «Землеведение», 1895, т. 1, кн. 1.

Кухарев Н. М. Карст Двинско-Мезеньского междуречья. — «Изв. высш. учеб. заведений. Геология и разведка», 1968, № 12.

Кучерук В. В. Типы убежищ млекопитающих и их распространение по природным зонам внетропической Евразии. — «Вопросы географии», сб. 45. М., Географгиз, 1960.

- Ламакин В. В. Подснежно-вырезные формы рельефа на восточном крае Уфимского плато. — «Землеведение», 1934, т. 36, вып. 1.
- Лаптев Ф. Ф. Агрессивное действие воды на карбонатные породы, гипсы и бетоны. М.—Л., 1939.
- Лаптева Н. Н. Влияние орографического фактора на размещение карстовых форм в бассейне реки Ировка (МАССР). — «Итоговая научная конференция Казанского ун-та». Казань, 1962.
- Лаптева Н. Н. Карст Марийской АССР. Автореф. канд. дис. Казань, 1967.
- Лаптева Н. Н. Карстовые рвы южного окончания Вятского вала. — В кн.: Вопросы геоморфологии Среднего Поволжья, вып. 5—6. Казань, 1968.
- Лаптева Н. Н. Районирование карста территории Марийской АССР. — «Геогр. сборник Казанского ун-та», вып. 4. Казань, 1969.
- Лаптева Н. Н. О влиянии тектоники на развитие карста в пределах территории Марийской АССР. — «Географический сборник Казанского ун-та», вып. 5. Казань, 1970.
- Лаптева Н. Н., Бабанов Ю. В. О влиянии геологического строения и карста на весенний сток некоторых рек Среднего Поволжья. — В кн.: Вопросы геоморфологии Среднего Поволжья. Казань, 1964.
- Лебедева Н. А. Роль подземных вод в формировании водного баланса Московского артезианского бассейна. — В кн.: Подземный сток и методы его исследования. М., «Наука», 1972.
- Левков Э. А., Манькин С. С. Карст меловых отложений Белоруссии. — «ДАН БССР», 1968, т. 12, № 12.
- Лёвшин С. И. Пещерная фауна основных карстовых районов СССР. Автореф. канд. дис. М., 1965.
- Левыкин В. В. Карстовые и ложнокарстовые явления на Ленинградском месторождении горючих сланцев. — В кн.: Специальные вопросы карстологии. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Лилленберг Д. А. и др. Морфоструктурный анализ современных вертикальных движений европейской части СССР. — «Геоморфология», № 1, 1972.
- Лобанов И. Н. Карстовые формы в низовьях р. Ингульца. — «Труды Ленингр. гидромет. ин-та», вып. 13. Ленинград, 1962.
- Ломаев А. А., Ломаева Е. Т., Люрин И. Б. Карст известковых туфов Подолья. — В кн.: Гидрогеология и карстология, вып. 7. Пермь, 1975.
- Ломоносов М. О слоях земных и другие работы по геологии. М.—Л., Госгеолгиздат, 1949.
- Лукин В. С. Провальные явления на Урале и в Предуралье. — «Труды ин-та геол. УФАН СССР», 1964, вып. 69.
- Лукин В. С. Типы карста и взаимосвязь между развитием карста и формированием покровных отложений. — В кн.: Типы карста в СССР. М., «Наука», 1965.
- Лукин В. С. Карстовые рвы в районах развития сульфатных отложений. — В кн.: Гидрогеология и карстология, вып. 3. Пермь, 1966.
- Лукин В. С. Количественное выражение процессов испарения воды и конденсации водяных паров в гипсово-ангидритовых массивах Уфимского плато. — В кн.: Землеведение, т. 8 (48). М., Изд-во Моск. ун-та, 1969.
- Лукин В. С. Усиление провального процесса на застроенных участках. — В кн.: Вопросы инженерного карстологии. Кунгур, 1972.
- Лукин В. С., Ковалев В. Ф. Особенности литогенеза в области сульфатноосных отложений Предуралья. — «Труды Ин-та геологии УФАН СССР», вып. 76, № 4, 1965.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. Инфлювий — особый генетический тип материковых образований. — «ДАН СССР», 1966, т. 171, № 3.
- Лунгерсгаузен Ф. В. О провалах на юге Тульской губернии. — «Естествознание и география», 1911, № 3 и 4.
- Лушников Е. А. Районирование карста Башкирии. — «Учен. зап. Пермск. ун-та», т. 10, вып. 2, геол. и геогр., кн. 10. Харьков, 1956.

- Львович М. И. Мировые водные ресурсы и их будущее. М., «Мысль», 1974.
- Лыкошин А. Г. Трещины бортового отпора. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1953, т. 28, вып. 4.
- Лыкошин А. Г. Карст и гидротехническое строительство. М., Стройиздат, 1968.
- Лыкошин А. Г., Соколов Д. С. Развитие карста в юго-западной части Уфимского плато. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1954, т. 29, вып. 1.
- Любомиров Б. Н. Некоторые особенности карстопроявления на территории Коми АССР. — «Труды ВНИГРИ», вып. 131, сб. № 4, 1959.
- Мазарович А. Провалы и пещеры юго-восточной части Нижегородской губернии. — «Землеведение», 1912, т. 19, кн. 3—4.
- Макаров Б. Н. Изменение дыхания почвы и содержание углекислоты в приземном слое воздуха в течение суток. — «ДАН СССР», 1958, т. 118, № 2.
- Максимович Г. А. Районирование карста СССР. — «Докл. Четв. Всеуральского совещания по физико-геогр. и эконом.-геогр. районированию Урала», т. 1, вып. 1. Пермь, 1958.
- Максимович Г. А. Основные типы и модуль подземного стока карстовых областей. — «ДАН СССР», 1959, т. 128, № 5.
- Максимович Г. А. Гидродинамические зоны карстовых вод и основные типы подземного стока. — В кн.: Специальные вопросы карстологии. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Максимович Г. А. Основы карстологии, т. 1. Пермь, 1963.
- Максимович Г. А. Карст мела. — В кн.: Гидрогеология и карстология, вып. 2. Пермь, 1964.
- Максимович Г. А. Генетический ряд натечных отложений пещер. — В кн.: Пещеры, вып. 5 (6). Пермь, 1965.
- Максимович Г. А. Карст восточной окраины Русской равнины. — В кн.: Вопросы изуч. карста Русской равнины. М., 1966.
- Максимович Г. А. Скорость развития карста. — В кн.: Карст Урала и Приуралья. Пермь, 1968.
- Максимович Г. А. Основы карстологии, т. 2. Пермь, 1969а.
- Максимович Г. А. О стадиях развития горизонтальных карстовых пещер в карбонатных отложениях. — В кн.: Пещеры, вып. 7 (8). Пермь, 1969б.
- Максимович Г. А. Гуры. — В кн.: Пещеры, вып. 10—11. Пермь, 1971.
- Максимович Г. А. Карст травертинов, известковых туфов, магнетитов и сидеритов. — В кн.: Гидрогеология и карстология, вып. 7. Пермь, 1975.
- Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области. Пермь, 1958.
- Малыгина Т. Е. Об изучении мелового карста Среднерусской возвышенности в ландшафтном аспекте. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1972, т. 47, вып. 1.
- Мамин А. У. Карст Ивановской области. — В кн.: Региональное карстология. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Маринин А. М. Карст Алтая. Автореф. канд. дис. М., 1973.
- Маркова О. Л. Сток карстовых рек Восточно-Европейской равнины. Автореф. канд. дис. Л., 1967.
- Мартин В. И. Карст и водный баланс бассейна р. Яман-Елги. — В кн.: Вопросы карстологии, вып. 2. Пермь, 1970.
- Мартин В. И. Карст в гипсах Южного Приуралья. — «Материалы Восьмого Всеуральского совещания по вопросам географии, охраны природы и природопользования». Уфа, 1973.
- Мартин В. И. Гидрогеология и типы карста Башкирии. Автореф. канд. дис. Пермь, 1975.
- Маруашвили Л. И. Морфологический анализ карстовых пещер. — В кн.: Очерки по физической географии Грузии. Тбилиси, 1969.
- Маруашвили Л. И. Стадии малого спелеоморфогенетического цикла. — «Сообщения АН ГССР», 1970, т. 59, № 3.

- Маруашвили Л. И. Подземные ландшафты. — «Изв. Всес. геогр. о-ва», 1971, т. 103, № 6.
- Матвеев Н. П. Карст Москворецко-Окского междуречья. — В кн.: Вопросы изучения карста Русской равнины. М., 1966.
- Медведков Ю. В. Приложения математики в географии населения. — В кн.: Научные проблемы географии населения. М., Изд-во Моск. ун-та, 1967.
- Мелешин В. П. Поверхностные формы карста в Степном Крыму. — В кн.: Землеведение, т. 8 (48). М., Изд-во Моск. ун-та, 1969.
- Миллер Н. С. Почвы и почвообразующие породы Брянской области. — «Учен. зап. Новозыбковского пед. ин-та», т. 1. Брянск, 1952.
- Миллер Н. С. Предварительные материалы к вопросу развития карстовых процессов в пределах Брянской области. — «Учен. зап. Новозыбковского пед. ин-та», т. 2. Брянск, 1955.
- Миллер Н. С. Карст в меловых отложениях Брянской области. — «Тезисы докл. на совещ. по карсту», вып. 11. М., 1956.
- Миллер Н. С., Пядина Н. С. Карстовые процессы на территории Брянской области. Новозыбков, 1952.
- Мильков Ф. Н. К географии и геоморфологии активного мелового карста на юге Среднерусской возвышенности. — «Изв. Воронежского отд. Географ. о-ва СССР», вып. 1, 1957.
- Мильков Ф. Н. Вопросы типологии урочищ. — «Изв. Воронежского отд. Географ. о-ва СССР», вып. 2, 1959.
- Мильков Ф. Н. Новые данные об активном меловом карсте юга Среднерусской возвышенности. — «Науч. зап. Воронежского отд. Геогр. о-ва СССР». Воронеж, 1963.
- Мильков Ф. Н. К проблеме развития современных ландшафтных комплексов. — «Изв. Всес. геогр. о-ва», 1964, т. 96, вып. 1.
- Мильков Ф. Н. Карстово-меловые ландшафты южных районов Черноземного Центра. — «Науч. зап. Воронежского отд. Геогр. о-ва СССР». Воронеж, 1965.
- Мильков Ф. Н. Парагенетические ландшафтные комплексы. — «Науч. зап. Воронежского отд. Геогр. о-ва СССР». Воронеж, 1966.
- Мильков Ф. Н. Контрастность сред и ее географические следствия. — В кн.: Философия и естествознание, вып. 2. Воронеж, 1968.
- Мильков Ф. Н. Человек и ландшафты. М., «Мысль», 1973.
- Мильков Ф. Н., Двуреченский В. Н. Массовое появление степного сурка на юге Воронежской области. — «Бюл. МОИП. Отд. биол.», 1974, т. 79, вып. 1.
- Мильков Ф. Н., Чибилев А. А. Динамика карста бассейна Зуши за 60-летний период. — «Науч. зап. Воронежского отд. Геогр. о-ва СССР». Воронеж, 1971.
- Мильнер В. Ф. Признаки карстообразования в известняках верхнего карбона г. Москвы по данным работ Метростроя. — В кн.: Гидрогеология и инженерная геология, № 1. М.—Л., 1935.
- Мина В. Н. Биологическая активность лесных почв и ее зависимость от физико-географических условий и состава насаждений. — «Почвоведение», 1957, № 10.
- Мирчинк Г. Ф. Исследования в бассейне р. Клевани и прилегающем участке правобережья р. Сейма. — «Материалы по общей и прикладной геологии», вып. 57. Л., 1927.
- Михайлов А. Е. Полевые методы изучения трещин в горных породах. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Михайлов Г. К. О химическом составе дождевых вод и снега. — В кн.: Химическая география и гидрохимия, вып. 3 (4). Пермь, 1964.
- Михайлова Е. В. Карст в южном крыле Подмосквового бассейна. — В кн.: Специальные вопросы карстологии. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Михальский А. О. О причинах возникновения провалов в пределах

452—454 верст Вильно-Ровенского участка Полесских жел. дорог. — «Изв. Геол. комитета», 1901, т. 20, № 9.

Михно В. Б. О некоторых факторах, вызывающих активизацию мелового карста (на примере склонового типа местности юга Черноземного Центра). — «Научн. зап. Воронежского отд. Геогр. о-ва СССР», вып. 2, Воронеж, 1970.

Михно В. Б. Меловой карст и ландшафтно-типологические условия строительства водоемов на юге Черноземного Центра. Автореф. канд. дис. Воронеж, 1971.

Михно В. Б. Распространение мелового карста на юге Черноземного Центра. — В кн.: Карст в карбонатных породах. М., Изд-во Моск. ун-та, 1972.

Михно В. Б. Опыт географического районирования мелового карста Калачской и юга Среднерусской возвышенностей. — В кн.: Землеведение т. 10 (50). Изд-во Моск. ун-та, 1974.

Михно В. Б. Роль антропогенных факторов в развитии карстовых ландшафтов (на примере склонового типа местности Среднерусской возвышенности). — «Материалы 2-й региональной конф. «Антропогенные ландшафты центрально-черноземных областей и прилегающих территорий». Воронеж, 1975.

Мичурина Е. С. Гидрогеологические особенности карста и природа некоторых почв Крыма. — «Изв. Всес. геогр. о-ва», 1968, т. 100, вып. 6.

Молитвин П. В. Методика гидрологических исследований в карстовых районах Северного и Южного Урала и Онего-Северодвинского водораздела. — В кн.: Специальные вопросы карстования. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Молитвин П. В. Карст Онего-Двинского междуречья и его роль в водном режиме верховьев р. Емцы. — «Сборник работ по гидрологии», № 5. Л., Гидрометеоздат, 1965.

Молчанов А. А. Суммарное испарение и транспирация в лесу и на безлесных площадях. — «Вопросы географии», сб. 60. М., Географгиз, 1963.

Молчанов А. А. Атмосфера как компонент лесного биогеоценоза. — В кн.: Основы лесной биогеоценологии. М., «Наука», 1964.

Монахова В. И., Булочкина А. С. Поездка летом 1925 г. в южную часть Нижегородской губернии. — «Землеведение», 1927, т. 28, вып. 3—4.

Морозов В. А. Значение новейших тектонических движений в развитии мелового карста Приволжской возвышенности. — В кн.: Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья, вып. 3, ч. 3. Саратов, 1966.

Морозов Л. Н., Свидзинский С. А. Особенности карста на Эльтонском месторождении калийных солей. — В кн.: Гидрогеология и карстование, вып. 6. Пермь, 1975.

Мусин А. Г. Карст Бугульминско-Белебеевской возвышенности. Автореф. канд. дис. Казань, 1966.

Назаров Г. В. Водопроницаемость почв европейской части СССР в зональном аспекте. — «ДАН СССР», 1970, т. 192, № 6.

Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Нарбутас В., Пранайтис В. Современный карст в девонских гипсах Северной Литвы. — «Сборник статей для XIX Международного геогр. конгресса». Вильнюс, 1960.

Натаров В. Д. Карсты и карстовые воды в докембрийских породах Саксаганского района Криворожского бассейна. — «Советская геология», 1961, № 9.

Науменко В. Г. Лабораторные исследования выщелачивания гипса. — «Науч. труды Ленинградского инж.-строит. ин-та», 1954, вып. 18.

Никитин С. Геологические условия Сергеевских серных вод. — «Изв. геол. комитета», 1889, т. 8, № 7.

Никитин С. Н. Бассейн Оки. Исследования гидрогеологического отдела 1894—1898 гг. — «Труды экспедиции для исследования источников главнейших рек Европейской России», вып. 2. СПб., 1905.

Николаев Н. И. Генетические типы новейших континентальных отложений. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1946а, т. 21, вып. 4.

Николаев Н. И. Об эволюционном развитии карстовых форм и значении структурно-тектонического фактора. — «Советская геология», 1946, № 10.

Новикова А. С. О трещиноватости осадочных пород восточной части Русской платформы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1951, № 5.

Ноинский М. Э. О происхождении брекчиевидных доломитов Самарской Луки. — «Труды О-ва естествоиспыт. при Казанском ун-те», 1905, т. 39, вып. 5.

Овчинников Н. Ф. Структура и симметрия. — «Системные исследования. Ежегодник, 1969». М., «Наука», 1969.

Огильви Н. А. Одна из возможных причин связи карстовых явлений с тектоническими зонами. — «Тезисы докл. на совещ. по изуч. карста», вып. 7. М., 1956.

Оссовский Г. О. О геологическом и палеозоологическом характере пещер юго-западной окраины Европейской России и смежных с нею местностей Галиции. — «Труды Томского о-ва естествоиспыт. и врачей», вып. 5. Томск, 1895.

Отрешко А. И. Особенности карста междуречья притоков Волги — Сока и Самары. — «Изв. Всес. геогр. о-ва», 1962, т. 94, вып. 4.

Отрешко А. И. Некоторые особенности поверхностного и глубинного карста куйбышевского Заволжья. — «Изв. Всес. геогр. о-ва», 1965, т. 97, вып. 3.

Панарина Г. Н. Пещеры сульфатного и карбонатного карста Пермской области. Автореф. канд. дис. Пермь, 1973.

Пармузин Ю. П. Вопросы карстования Сибири. — «Изв. Всес. геогр. о-ва», 1954, т. 86, вып. 1.

Пархоменко С. Чертов ручей. — «Землеведение», 1916, т. 23, кн. 3—4.

Пашканг К. В. Карст бассейна реки Зуши. — «Учен. зап. Моск. пед. ин-та», т. 70, география, вып. 3. М., 1958.

Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М., Географгиз, 1961.

Печеркин И. А. Геодинамика побережий камских водохранилищ, ч. 2. Пермь, 1969.

Печеркин И. А. Вопросы устойчивости закарстованных территорий на побережьях водохранилищ. — В кн.: Вопросы карстования, вып. 2. Пермь, 1970.

Печеркин И. А. Формирование карстовых полостей в сульфатных породах на берегах водохранилищ. — В кн.: Состояние и задачи карстово-спелеологических исследований. М., 1975.

Печеркин И. А., Карзенков Г. И., Мацкевич И. К. Эфемерные пещеры. — В кн.: Пещеры, вып. 5 (6). Пермь, 1965.

Платонов Н. Х. Меловой карст восточной части Воронежской антеклизы. — В кн.: Общие вопросы карстования. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Погребов Н. Ф. О результатах гидрогеологических исследований, проведенных с целью выяснения вопроса о возможности снабжения С.-Петербурга так называемой ключевой водой. — «Труды Второго Всероссийского съезда деятелей по практич. геол. и разведочному делу», вып. 1. СПб., 1913.

Полынов Б. Б. Учение о ландшафтах. — «Вопросы географии», сб. 33. М., Географгиз, 1953.

Попов В. Г., Абдрахманов Р. Ф., Костарев В. П. Карст известковых туфов Западной Башкирии. — В кн.: Гидрогеология и карстование, вып. 7. Пермь, 1975.

Попов И. В. Инженерная геология. М., Изд-во Моск. ун-та, 1959.

Попов И. В. Инженерная геология СССР, ч. 1. М., Изд-во Моск. ун-та, 1961.

Попова Н. Н. Влияние мелких млекопитающих на распределение влаги в почве под пологом леса. — «Бюл. МОИП. Отд. биол.», 1962, т. 67, вып. 5.

Поршняков С. О карстовых явлениях на Валдайской возвышенности. — «Изв. Гос. геогр. о-ва», 1939, т. 71, вып. 10.

Пославская О. Ю. Основные черты рельефа Усть-урта и его развитие. — В кн.: Устьурт Каракалпакский его природа и хозяйство. Ташкент, 1949.

Пославская О. Ю. Физико-географические условия развития карста в Узбекистане. — «Труды Самаркандского ун-та», вып. 134. Самарканд, 1963.

Поспелова Г. В. Особенности развития мелового и соляного карста в Оренбургской области. — «Учен. зап. Оренбургского пед. ин-та», 1968, вып. 20.

Преображенский В. С. Беседы о современной физической географии. М., «Наука», 1972.

Приклонский В. А. Грунтоведение, ч. 2. М., Госгеолиздат, 1952.

Прокофьев И. Ю. Подмосковные пещеры и их исследование. — В кн.: География Москвы и Подмосковья. Краеведение, вып. 1. М., 1967.

Проневич А. П. Зависимость кислотности лесных подстилок от их органического состава и степени разложения и связь ее с характером почвообразования. — «Изв. Госуд. ин-та опыт. агр.», 1928, т. 6, № 3.

Раунер Ю. Л. Изучение атмосферы как компонента биогеоценоза. — В кн.: Программа и методика биогеоценологических исследований. М., «Наука», 1974.

Ремезов Н. П. Почвы, их свойства и распространение. М., Учпедгиз, 1952.

Ретеюм А. Ю. К определению содержания понятия «геосистема». — «Материалы V Съезда Геогр. о-ва СССР». Л., 1970.

Ретеюм А. Ю. О геокомплексах с односторонним системообразующим потоком вещества и энергии. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1971, № 5.

Ретеюм А. Ю. Физико-географические исследования и системный подход. — «Системные исследования. Ежегодник, 1972». М., «Наука», 1972.

Ретеюм А. Ю. Физико-географическое районирование и выделение геосистем. — В кн.: Количественные методы изучения природы. М., «Мысль», 1975.

Реутская Н. Н. Карстовый провал берегового склона на Куйбышевском водохранилище. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1964, № 5.

Рихтер Г. Д. Снежный покров, его формирование и свойства. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1945.

Рихтер Г. Д., Чикишев А. Г. Север европейской части СССР. М., «Мысль», 1966.

Родин Л. Е., Базилевич Н. И. Динамика органического вещества и биологический круговорот в основных типах растительности. М., «Наука», 1965.

Родионов Н. В. Изучение доломитовой муки. — «Труды Лаборатории гидрогеол. проблем», т. 6. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.

Родионов Н. В. Инженерно-геологические исследования в карстовых районах при устройстве малых водоемов, гражданском и промышленном строительстве. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Родионов Н. В. Карст девонских и меловых пород Центральных Черноземных областей и методы его инженерно-геологического изучения. — «Труды Всес. ин-та гидрогеол. и инж. геол.», сб. 16. М., 1959.

Родионов Н. В. Карстовые явления в верхнемеловых отложениях Центрально-Черноземных областей. — В кн.: Общие вопросы карстологии. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Родионов Н. В. Карст европейской части СССР, Урала и Кавказа. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Рыбин Н. Карстовые явления центральной части Вятского увала. — «Учен. зап. Казахск. пед. ин-та», т. 1. Алма-Ата, 1940.

Рыжиков Д. В. Природа карста и основные закономерности его развития (на примерах Урала). — «Труды Горно-геол. ин-та УФАН СССР», вып. 21, 1954.

Сабуров Д. Н. Физико-географические условия и районирование Пинего-Северодвинской карстовой области. — В кн.: Пещеры Пинего-Северодвинской карстовой области. Л., 1974.

Саваренский И. А. Инженерно-геологическая оценка карстовых явлений в районе г. Дзержинска. — В кн.: Вопросы изучения карстовых явлений в районе г. Дзержинска. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Саваренский Ф. П. Гидрогеология. М.—Л., 1935.

Сагитова Л. У. Особенности карстового ландшафта долины р. Аургазы

и прилегающей к ней территории. — «Материалы Шестого Всеуральского совещания по вопросам географии и охраны природы». Уфа, 1961.

Сагитова Л. У. Ландшафтные особенности района гипсового карста бассейна р. Аургазы. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.», 1965, № 2.

Садов А. В., Сискевич Л. З. Использование системных моделей представления при аэроландшафтной индикации карста. — В кн.: Биогеогр. основы индикации природ. процессов. М., 1975.

Самойлович Р. Гипсовые пещеры. — «Изв. Архангельского о-ва изуч. Русского Севера», 1909, № 7.

Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. М., Гидрометеониздат, 1950.

Селивановский Б. В. Современный карст чебоксарского и марийского Поволжья (в пределах левого бережья Волги). — «ДАН СССР», 1948, т. 60, № 6.

Селивановский Б. В. Современный карст Среднего Поволжья. — «Учен. зап. Казанского ун-та», 1952, т. 112, кн. 8.

Селивановский Б. В., Каштанов С. Г. Карст Среднего Поволжья. — В кн.: Вопросы геоморфологии Среднего Поволжья. Казань, 1961.

Семенов-Тянь-Шанский В. П. Район и страна. М.—Л., 1928.

Семенова Л. Ф. К вопросу о режиме карстовых вод. — «Сборник Гос. гидр. ин-та», № 1. Л.—М., 1938.

Семихатова Л. И. К геоморфологии Серпуховского уезда. — «Московский краевед», вып. 3. М., 1928.

Силич М. В. Гидрография карста Литовской ССР. — «Труды III Всесоюзного гидрологического съезда», т. 9. Л., Гидрометеониздат, 1959.

Скородумов А. С. Эрозия почв и борьба с ней. Киев, 1955.

Скуодис В. В. Особенности гипсового карста Прибалтики. — В кн.: Гидрогеология и карстование, вып. 7. Пермь, 1975.

Смирнова Е. Д. Карстовые явления в северной части Окско-Цнинского вала. — В кн.: Спелеология и карстование. М., 1959.

Смирнова Е. Д. Карст Нечерноземного Центра и его влияние на сельскохозяйственное использование земель. — В кн.: Карст и его народнохозяйственное значение. М., «Наука», 1964.

Соболев Н. Н. О карстовых явлениях Онежско-Двинского водораздела. — «Изв. Русск. геогр. о-ва», 1899а, т. 34, вып. 5.

Соболев Н. Н. Геологические наблюдения вдоль Вологодско-Архангельской ж. д. — «Материалы к познанию геол. строения Российской имп.», вып. 1, М., 1899б.

Соколов Д. С. Влияние крутизны поверхности на распределение карстовых воронок. — «Природа», 1948, № 1.

Соколов Д. С. Карст района Куйбышевского водохранилища. — В кн.: Опыт и методика изучения гидрогеологических и инженерно-геологических условий крупных водохранилищ, ч. 1. М., Изд-во Моск. ун-та, 1959.

Соколов Д. С. Основные условия развития карста. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Соколов Н. И. Типологическая классификация карста. — «Материалы комиссии по изучению геологии и географии карста. Информационный сборник, № 1. М., 1960.

Соколова В. М. Карст долины реки Пьяны. — «Учен. зап. Моск. гор. пед. ин-та», 1955, т. 39, вып. 4.

Соколова В. М. Карст и псевдокарст долины реки Рожай. — «Учен. зап. Моск. гор. пед. ин-та», 1957, т. 66, вып. 5.

Сочева В. Б. Определение некоторых понятий и терминов физической географии. — «Докл. Ин-та геогр. Сибири и Дальнего Востока», 1963, № 3.

Сочева В. Б. К теории классификации геосистем с наземной жизнью. — «Докл. Ин-та геогр. Сибири и Дальнего Востока», 1972, № 34.

Сочева В. Б. Системная парадигма в географии. — «Изв. Всес. геогр. о-ва», 1973, т. 105, вып. 5.

- Спиридонов А. И. Карстовые формы Покутского Приднестровья. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.», 1969, № 2.
- Спрингис Е. Н. Древние карстовые провалы в долине реки Даугавы. — «Изв. АН ЛатвССР», 1958, № 6.
- Станкевич Е. Ф. К вопросу о возможности протекания глубинного карста. — В кн.: Вопросы карстования, вып. 2. Пермь, 1970.
- Степанов В. И. Периодичность процессов кристаллизации в карстовых пещерах. — В кн.: Новые данные о минералах СССР. М., «Наука», 1971.
- Стопневич А. Д. О карстовых явлениях в Тихвинском уезде Новгородской губернии. — «Геологический вестник», т. 4. Петербург, 1921.
- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. — «Труды Ин-та геол. наук АН СССР», 1951, вып. 124.
- Стрелков П. П. Обитатели искусственных пещер. — «Природа», 1961, № 5.
- Ступишин А. В. Карстовые явления и пещеры Среднего Поволжья на примерах Татарской АССР и Горьковской области. — «Тезисы докл. Пермской карст. конф.». Пермь, 1947.
- Ступишин А. В. Вопросы терминологии и классификации карста в карстоведении. — «Учен. зап. Казанского ун-та. География», 1953, т. 113, кн. 3.
- Ступишин А. В. Карст Среднего Поволжья. Автореф. докт. дис. М., 1956.
- Ступишин А. В. К вопросу взаимоотношения карста и почвенного покрова. — «Науч. докл. высш. школы. Геол.-геогр. науки», 1958, № 1.
- Ступишин А. В. Вопросы палеогеографии карста на примере Среднего Поволжья. — В кн.: Землеведение, т. 5 (45). М., Изд-во Моск. ун-та, 1960.
- Ступишин А. В. О некоторых вопросах из области геологии Волго-Усинского перешейка Самарской Луки в связи с задачами практического изучения карста. — В кн.: Итоговая научн. конф. Казанского ун-та. Казань, 1963.
- Ступишин А. В. Карст Поволжья. — В кн.: Типы карста в СССР. М., «Наука», 1965.
- Ступишин А. В. Равнинный карст и закономерности его развития на примере Среднего Поволжья. Казань, 1967.
- Ступишин А. В., Бадамшина С. П. Поверхностные формы карста по правобережью долины р. Волги. (В пределах Камско-Устьинского района ТАССР). — В кн.: Вопросы геоморфологии Среднего Поволжья. Казань, 1963.
- Такаока Хитоси. Жемчуг. — «Природа», 1957, № 4.
- Татаринов К. А. Карстовые пещеры Среднего Приднестровья. — В кн.: Типы карста в СССР. М., «Наука», 1965.
- Терехов М. Г. Карстовые явления в бассейне р. Тезы Иваново-Вознесенской губернии. — «Отчет о деятельности Иваново-Вознесенского губернского научн. о-ва краеведения за 1928 г.». Иваново-Вознесенск, 1929.
- Тессман Н. Ф. Карстовые явления в Архангельской области и их практическое значение. — «Учен. зап. Моск. гос. пед. ин-та», т. 120, геогр., вып. 3, 1958.
- Тинтилозов З. К. Морфологический анализ карстовых полостей Западной Грузии. Автореф. докт. дис. Тбилиси, 1973.
- Тинтилозов З. К. Классификация карстовых полостей Грузии по гидродинамическим зонам. — В кн.: Очерки по физич. геогр. Кавказа. Тбилиси, 1975.
- Тинтилозов З. К. Карстовые пещеры Грузии (морфологический анализ). Тбилиси, 1976.
- Тинтилозов З. К., Маруашвили Л. И. Карстовый и псевдокарстовый рельеф. — В кн.: Геоморфология Грузии. Тбилиси, 1971.
- Ткалич С. П. Карст «Уфимского полуострова» (Башкирия) и намечающиеся закономерности его развития. — В кн.: Региональное карстоведение. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Толстихина М. М. Подземные воды и карстовые явления в цент-

- ральной части Уфимского плато. — «Изв. Всес. геол.-разв. объединения», 1932, т. 1, вып. 92.
- Торсуев Н. П. Карст, особенности гидрографической сети и режим рек Онего-Северодвинского междуречья. — «Вести. Ленингр. ун-та. Сер. геол. и геогр.», 1961, № 24, вып. 4.
- Торсуев Н. П. Карст Онего-Северодвинского междуречья. Казань, 1964.
- Торсуев Н. П. Распространение карста на севере Русской равнины. — «Геогр. сборник», вып. 3. Казань, 1967.
- Торсуев Н. П. Основные закономерности развития сульфатного карста Северодвинской ложбины. — «Географический сборник», № 5. Казань, 1970.
- Торсуев Н. П. Распространение гипсового карста на Тиманском кряже. — В кн.: Гидрогеология и карстование, вып. 7. Пермь, 1975.
- Торсуев Н. П. и др. Карст Каменноугольной гряды Тиманского поднятия. — В кн.: Физическая география и геоморфология Среднего Поволжья (и других регионов страны). Казань, 1972.
- Торсуев Н. П. и др. Карст юго-восточной части Печоро-Вычегодского междуречья. — В кн.: Карст равнинных территорий европейской части СССР. Казань, 1974.
- Турышев А. В. О формировании депрессий вдоль склонов Уфимского плато. — В кн.: Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа, 1960.
- Турышев А. В. К вопросу изучения интенсивности развития карста гидрохимическим методом. — «Гидрогеологический сборник», № 2. Свердловск, 1962.
- Турышев А. В. Об одном из возможных путей формирования карстовых полостей в карбонатных породах на больших глубинах. — «Труды Ин-та геол. УФАИ СССР», вып. 76, гидрогеологический сборник, № 4. Свердловск, 1965.
- Турышев А. В. Гидродинамические и гидрохимические особенности развития карста в карбонатных и сульфатных породах. — В кн.: Проектирование, строительство и эксплуатация земляного полотна в карстовых районах, вып. 8. М., «Транспорт», 1968.
- Тутковский П. Полесские «окна». — «Землеведение», 1899, т. 6, кн. 4.
- Тутковский П. Карстовые явления и самобытные артезианские ключи в Волынской губ. Статья 1. Провалы почвы на Полесской ж. д. — «Труды о-ва исслед. Волыни», т. 4. Житомир, 1911.
- Тутковский П. Карстовые явления и самобытные артезианские ключи в Волынской губ. Статья 2. Провалы почвы в прибрежьях рек Стохода, Стири и Горыни. — «Труды о-ва исслед. Волыни», т. 8. Житомир, 1912.
- Успенская Н. Ю. Нефтеносность палеозоя Североамериканской платформы. М., Гостоптехиздат, 1950.
- Устинова Т. И. Карст в Степном Крыму. — В кн.: Вопросы карста на юге европейской части СССР. Ялта, 1956а.
- Устинова Т. И. Методика подсчета конденсационной влаги в пещерах восточной части Горного Крыма. — «Тезисы докл. на совещ. по изуч. карста», вып. 8. М., 1956б.
- Устюгов Ю. М. Карстовые явления в Кировской области. — «Тезисы докл. на совещ. по изуч. карста», вып. 16. М., 1956.
- Устюжанин Б. С. Оценка влияния интенсивной эксплуатации подземных вод на сток рек. Автореф. канд. дис. Л., 1973.
- Федоров Е. С. Заметка о Кунгурских пещерах. — «Материалы для геол. России», 1883, т. 11.
- Федоров С. Ф., Буров А. С. Влияние леса на осадки. — «Труды Гос. гидр. ин-та», вып. 142. Л., Гидрометеоздат, 1967.
- Федорович Б. А. О роли карста в рельефе пустынь. — «Труды Ин-та географии АН СССР», т. 43. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Федорович Б. А. Особенности миграции растворов и образования кор и карста в пустынях. — В кн.: Общие вопросы карстования. М., Изд-во АН СССР, 1962.

- Ферсман А. К вопросу об образовании сталактитов. — «Природа», 1916, № 2.
- Ферсман А. К минералогии пещер. — «Природа», 1926, № 1—2.
- Ферсман А. Е. Геохимия пещер. — «Природа», 1952, № 3.
- Харитонов Г. А. Агролесомелиорация Среднерусской возвышенности. Воронеж, 1958.
- Хейнсалу Ю. И. Общая характеристика карстопоявления в Эстонской ССР. — «Науч. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН ЛитССР», т. 4. Вильнюс, 1957.
- Хейнсалу Ю. И. Карстовые явления четвертичного периода в Эстонской ССР. Автореф. канд. дис. Таллин, 1959а.
- Хейнсалу Ю. И. Классификация карстовых форм Эстонской ССР. — «Изв. АН ЭССР. Сер. технич. и физ.-мат. наук», 1959б, т. 8, вып. 1.
- Хейнсалу Ю. Особенности строения и развития карстового участка Ухаку в Северо-Восточной Эстонии. — «Изв. АН ЭстССР. Химия, геология», 1970, т. 19, № 3.
- Ходьков А. Е. Соляной карст Верхнекамского и Бахмутского районов и закономерности его развития. — В кн.: Специальные вопросы карстологии. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Хорошилов П. И. К вопросу о динамике карста в южной части Московской области. — «Учен. зап. Моск. обл. пед. ин-та», 1968, т. 180, вып. 11.
- Хорошилов П. И. О периодичности в возникновении карстовых воронок в средней части бассейна р. Лопасни. — В кн.: Природа и природные процессы на территории Подмосковья. М., 1973.
- Чарушин Г. В. Геологическая методика изучения трещиноватости карстующихся пород. — В кн.: Методика изучения карста, вып. 2. Пермь, 1963.
- Чарушин Г. В. Новейшие провалы в Среднем Поволжье. — «Изв. Всес. геогр. о-ва», 1970, т. 102, вып. 6.
- Чарушин Г. В. и др. Своеобразный рельеф на месте горных выработок. — «Природа», 1969, № 10.
- Черных В. А., Юшкин Н. П. Карстовые процессы и формы рельефа в Большеземельской тундре. — «Изв. Всес. геогр. о-ва», 1967, т. 99, вып. 1.
- Чернов А. А. О карсте Самарской Луки и его опасности для утечки воды при устройстве плотины через Волгу. — В кн.: Инженерно-геологические исследования для Волгостроя. М.—Л., 1934.
- Чернышев Б. И. О карстовых явлениях в Донецком бассейне. — «Землеведение», т. 28, вып. 3—4, 1927.
- Чижишев А. Г. Карст в бассейне реки Чусовой на западном склоне Среднего Урала. — В кн.: Региональное карстование. М., 1958.
- Чижишев А. Г. Карстовые пещеры СССР. — В кн.: Спелеология и карстология. М., 1959.
- Чижишев А. Г. Гидрография среднего течения реки Чусовой. — В кн.: Землеведение, т. 5 (45). М., Изд-во Моск. ун-та, 1960.
- Чижишев А. Г. Карст Среднего Урала и его народнохозяйственное значение. — В кн.: Карст и его народнохозяйственное значение. М., «Наука», 1964.
- Чижишев А. Г. Типы карста Русской равнины. — В кн.: Типы карста в СССР. М., «Наука», 1965.
- Чижишев А. Г. Карст Кулойского плато. — В кн.: Вопросы изучения карста Русской равнины. М., 1966.
- Чижишев А. Г. Исследование карста в СССР в ландшафтно-географическом аспекте. — В кн.: Советские исследования карста за 50 лет. М., Изд-во Моск. ун-та, 1967а.
- Чижишев А. Г. Проблемы современной спелеологии. — В кн.: Землеведение, т. 7 (47). М., Изд-во Моск. ун-та, 1967б.
- Чижишев А. Г. Особенности глубинного карста и спелеологическое районирование Урала. — «Proceedings of the 4-th International Congress of Speleology in Yugoslavia», vol. 3, Ljubljana, 1968.
- Чижишев А. Г. Карст Подолии. — В кн.: Землеведение, т. 8. М., Изд-во Моск. ун-та, 1969.

- Чикишев А. Г. Ландшафтно-индикационные исследования карста.— В кн.: Индикационные географические исследования. М., «Наука», 1970.
- Чикишев А. Г. Карст Шегринско-Березайского района Валдайской возвышенности. — В кн.: Геоморфология центральной части Русской равнины. М., 1971а.
- Чикишев А. Г. Сравнительный анализ количественных методов для оценки интенсивности карстового процесса. — «Геоморфология», 1971б, вып. 4.
- Чикишев А. Г. Карст Валдайской возвышенности. — В кн.: Карст в карбонатных породах. М., Изд-во Моск. ун-та, 1972а.
- Чикишев А. Г. Карст Северной Прибалтики. — В кн.: Карст в карбонатных породах. М., Изд-во Моск. ун-та, 1972б.
- Чикишев А. Г. О роли антропогенных факторов в карстообразовании. — «Материалы региональной конференции «Антропогенные ландшафты центральных черноземных областей и прилегающих территорий». Воронеж, 1972в.
- Чикишев А. Г. Методы изучения карста. М., Изд-во Моск. ун-та, 1973а.
- Чикишев А. Г. Пещеры на территории СССР. М., «Наука», 1973б.
- Чикишев А. Г. Влияние антропогенных факторов на развитие карста Русской равнины.— В кн.: Природные ресурсы Русской равнины и перспективы их использования. М., «Наука», 1974а.
- Чикишев А. Г. Карст Ижорской возвышенности. — В кн.: Землеведение, т. 10 (50). М., Изд-во Моск. ун-та, 1974б.
- Чикишев А. Г. Географические условия развития карста. М., Изд-во Моск. ун-та, 1975.
- Чикишев А. Г. Влияние антропогенных факторов на изменение рельефа Русской равнины. — В кн.: Землеведение, т. 11 (51). М., Изд-во Моск. ун-та, 1976.
- Чикишев А. Г. Влияние карста на распределение и режим природных вод. — В кн.: Вопросы общего и регионального карстоведения. М., Изд-во Моск. ун-та, 1977.
- Чикишев А. Г. Карст Русской равнины. М., «Наука», 1978.
- Чирвинский П. Н. Типы следеологического минералообразования и их минеральный состав. — «Минералогический сборник Львовского геол. о-ва», 1950, № 4.
- Чолаков Н. Т. Пещерный жемчуг Болгарии.— В кн.: Пещеры, вып. 4 (5). Пермь, 1964.
- Шандер Е. В. Генетические типы четвертичных континентальных осадочных образований. — «Материалы по четвертичному периоду СССР», вып. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948.
- Шандер Е. В. О принципах литолого-генетического изучения и фациального анализа четвертичных континентальных отложений. — В кн.: Четвертичный период и его история. М., «Наука», 1965.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Шелковская Н. П. Районирование карста Челябинской области в связи с вопросами хозяйственного использования карстовых вод. Автореф. канд. дис. Казань, 1970.
- Шерстюков Н. М. Петрогенетические исследования карстовых образований. — «Труды Всес. пром. акад. цветной металлургии», вып. 3. Свердловск—Москва, 1940.
- Шимановский Л. А. Изучение карста при мелкомасштабных гидрогеологических съемках на примере Уфимского плато и прилегающих территорий. — В кн.: Методика изучения карста, вып. 6. Пермь, 1963.
- Шимановский Л. А. Формирование и сток карстовых вод Уфимского плато. — В кн.: Гидрогеология и карстоведение, вып. 3. Пермь, 1966.
- Шомысов Н. М. Геологические экскурсии по Горьковской области. Горький, 1954.
- Шутов Ю. И. Взаимосвязь поверхностных и подземных вод на скло-

- нах Главной гряды Крымских гор. — «Метеорология и гидрология», № 12. Киев, 1967.
- Шербаков А. В. Древний карст в докембрийских породах Украинского кристаллического массива. — «Разведка и охрана недр», 1954, № 2.
- Щукин И. С. Очерки геоморфологии Кавказа. — «Труды Науч.-исслед. ин-та географии МГУ», ч. 1, вып. 2. М., 1926.
- Юргенсон Э. Доломиты райкюлаского горизонта нижнего силура Эстонской ССР. — «Изв. АН ЭССР. Серия техн. и физ.-мат. наук», 1959, т. 8, вып. 3.
- Юшкин Н. П. Отложения в горных выработках Шорсуйского рудника. — В кн.: Пещеры, вып. 12—13. Пермь, 1972.
- Якушова А. Ф. Карст палеозойских карбонатных пород на Русской равнине. — «Учен. зап. Моск. ун-та», вып. 136, геол., т. 3. М., Изд-во Моск. ун-та, 1949.
- Ястребов М. Т. Содержание CO_2 , O_2 и H_2 в почвенном воздухе и в почвенно-грунтовых водах поймы р. Клязьмы. — «Почвоведение», 1956, № 4.
- Яцкевич З. В. Материалы к изучению карста Индерского поднятия. — «Изв. Гос. геогр. о-ва», 1937, т. 69, вып. 6.
- Ященко Р. В. О составе льда Кунгурской пещеры. — В кн.: Пещеры, вып. 5 (6). Пермь, 1965.
- Abich H. Über einen in der Nähe von Toula Stattgefundenen Erdfall. — «Melanges physiques et chimiques de l'Academie des Sciences», t. II, 1854.
- Balázs Dénes. Szemiaridus éghajlatú mészkőfelszinek pusztulásá a Nulbarbor Plain példajan. — «Földr. ért.», 1974 (1975), 23, N 4.
- Bauer F. Kalkabtragungsmessungen in den Österreichischen Kalkhochalpen. — «Erdkunde», 1964, Bd 18, N 2.
- Bertalanffy L. von Vom Sinn und der Einheit der Wissenschaften. — «Der Student», (Wien), 1947, N 7/8.
- Bögli A. Der Chemismus der Lösungsprozesse und der Einfluss der Gesteinsbeschaffenheit auf die Entwicklung des Karstes. — «Report of the Commis. on Karst Phenom., XVIII-th Intern. Geogr. Congr.», Rio de Janeiro, 1956.
- Bögli A. Kalklösung und Karrenbildung. — «Internationale Beiträge zur Karstmorphologie». Zeitschr. für Geomorph. 1960, Suppl. 2.
- Bögli A. Mischungskorrosion — ein Beitrag zum Verkarstungs problem. — «Erdkunde», 1964, Bd 18, H. 2.
- Bögli A. Karstdenudation — das Ausmass der korrosiven Kalkabtrags. — «Regio basil», 1971, 12, N 2.
- Bretz I. H. Vadose and phreatic features of limestone caverns. — «Journal of Geology», 1942, vol. 50, N 6.
- Bulgar Al. Effects des variations de pression sur la corrosion dans les aquifères karstiques. — «Trav. Inst. Spéol. E. Racovitza», 1975, 14.
- Corbel J. Erosion en terrain calcaire. — «Annales de Géographie», LXVIII-e année, N 366, Mars—Avril, 1959.
- Cser F. and Maucha L. Contribution on the origin of «excentric» concretions. — «Proceedings of the 4th International Congress of Speleology in Jugoslavia». Vol. III. Lyublyana, 1968.
- Cvijić I. Das Karsthäfenomen. — «Geogr. Abhandl.», 1893, Bd 5, H. 3.
- Cvijić I. Hydrographie souterraine et évolution morphologique du karst. — «Recueil de Travaux de l'Inst. de Géogr. Alpine», Grenoble, 1918.
- Cvijić I. Types morphologiques des terrains calcaires. Le Holokarst. — «Comptes rendus Acad. Sci.», vol. 180. Paris, 1925.
- Cvijić I. La géographie des terrains. Beograd, 1960.
- Davis W. M. Origin of limestone caverns. — «Bull. of the Geol. Soc. of America», 1930, vol. 41.
- Franke H. W. Das Wachstum der Tropfsteine. — «Proceedings of the 4th International Congress of Speleology in Yugoslavia», vol. 3. Ljubljana, 1968.
- Gams I. A new method of determining the karstic soil erosion. — «Symposium on Karst Morphogenesis», Hungary, 1973.

Grund A. Die Karsthydrographie. — «Geographische Abhandlungen», Bd 7, H. 3. Leipzig, 1903.

Jakucs L. Voraussetzungen für die epirovarianz der verkarstung. — «Acta geographica», t. 9, fasc. 1—5. Szeged, 1969.

Jakucs L. A karsztok morfogenetikája. Budapest, Akadémiai kiado, 1971.

Jakucs L. The role of climate in the quantitative and qualitative control of karstic corrosion. — «Symposium on Karst Morphogenesis». Hungary, 1973.

Jakucs L. Morphogenetics of Karst Regions. Variants of Karst Evolution. Budapest, 1977.

Katzer F. Karst und Karsthydrographie. Zur Kunde der Balkanhalbinsel. Sarajevo, 1909.

Kosack H. P. Die Verbreitung der Karst — und Pseudokarsterscheinungen über die Erde. — «Peterm. Geogr. Mitteil.», 96 Jah., 1952, 1 Quartalsh.

Kotarba A. The Course and Intensity of Present-day Superficial Chemical Denudation in the Western Tatra Mts.—«Studia Geomorphologica Carpatho—Balkanica», vol. 5, Kraków, 1971.

Kunsky I. Kras a jesyně. Prague, 1950.

Núñez Jiménez A., Echevarria G. Very deep Cuban karst. — «International Speleology 1973. Abstracts of papers». Olomouc, Czechoslovakia, 1973.

Panoš V. Teplicový kras Budinského pohorí, jeho problémy a zvláštní tvary. — «Práce Brněnské základny Československé akademie», 1961, věd. 33, N 7.

Pulina M. The Eastern Siberian Karst. — «Geogr. polon.», 1968, N 14.

Pulina M. Observations on the chemical denudation of some karst areas of Europe and Asia. — «Studia Geomorphologica Carpatho—Balkanica», vol. 5. Kraków, 1971.

Saar R. Eishöhlen ein meteorologisch-geophysikalisches Phänomen. — «Geogr. Ann.», 1956, 38, N 1.

Sawicki L. Ein Beitrag zum geographischen Zyklus im Karst. — «Geogr. Zeitschr.», 1909, H. 4, 5.

Sekyra I. Velehorský Kras Belských Tater. Praha, 1954.

Sweeting M. M. Karst Landforms. London, Macmillan Co., 1972.

Trimmel H. Höhlekunde. Braunschweig, 1968.

Warwick G. T. Cave formation and its deposits. — «British caving», 1953.

Watson M. Formation of tropical karst topography by limestone solution and reprecipitation. — «Caribb. J. Sci.», 1966, 6, N 1—2.

Williams P. I. An initial estimate of the speed of limestone solution in County Clare.—«Irish. Geogr.», 1963, N 4.

Woo Ming-Ko, Marsh Philip. Effect of vegetation on limestone solution in a small High Arctic basin. — «Canad. Journ. Earth Science», 1977, 14, N 4. Part 1.

Zámbó L. The effect of «terra rossa» type sediments on dolina morphogenesis. — «Symposium on Karst Morphogenesis». Hungary, 1973.

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Введение</i>	3
Глава I. Факторы карстообразования	8
Геологические условия развития карста	28
Географические условия развития карста	63
Роль антропогенных факторов в карстообразовании	73
Глава II. Химизм карстовых процессов	73
Растворимость карстующихся горных пород	76
Растворяющая способность природных вод	78
Роль конденсационных вод в карстообразовании	79
Коррозия смешивания	80
Процесс растворения карбонатных пород	82
Карстовая эрозия	
Методы, применяемые для оценки интенсивности карстовой денудации	83
Интенсивность карстовой денудации в разных природных зонах Русской равнины	86
Глава III. Типология и классификация карста	91
Развитие взглядов на типологию карста	95
Таксономическая классификация карста	97
Карстовые ландшафты и типы карста	98
Типы карста Русской равнины	102
Глава IV. Районирование карста	103
Опыты районирования	109
Принципы районирования карста	113
Система таксономических единиц	118
Схема районирования карста Русской равнины	122
Характеристика карстовых регионов	222
Глава V. Системный анализ карстовых комплексов	230
Глава VI. Подземные ландшафты	231
Характеристика подземных комплексов	252
Геохимия подземных ландшафтов	254
Развитие и возраст подземных комплексов	
Классификация подземных комплексов и положение их в ландшафтной систематике Земли	257
Глава VII. Ландшафтообразующее значение карста	259
Влияние карста на геологическое строение	261
Влияние карста на рельеф	263
Влияние карста на климат	264
Влияние карста на распределение и режим природных вод	273
Влияние карста на почвенный покров	274
Влияние карста на растительность	275
Влияние карста на ландшафт	276
Глава VIII. Народнохозяйственное значение карста	280
<i>Литература</i>	

Sp. 70K

2858

199